



L'impact des changements climatiques sur les glaciers alpins

Christian Vincent

► To cite this version:

Christian Vincent. L'impact des changements climatiques sur les glaciers alpins. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2010. Français. NNT : . tel-00596523

HAL Id: tel-00596523

<https://theses.hal.science/tel-00596523>

Submitted on 27 May 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



**LABORATOIRE DE GLACIOLOGIE ET GEOPHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT
UMR5183**

Centre National de la Recherche Scientifique
Université Joseph Fourier
54, rue Molière – Domaine Universitaire
BP 96 – 38402 – Saint Martin d'Hères Cedex (France)

**L'IMPACT DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR LES
GLACIERS ALPINS**

Christian VINCENT

Travaux de VAE pour l'obtention du doctorat de l'Université Joseph Fourier
(Grenoble 1)

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers

Date de Soutenance : 26 janvier 2010

Composition du jury :

E. Jaillard (Président), Martin Funk, P. Etchevers, E. Thibert, M. Fily (directeur de thèse), B. Genoud



Remerciements :

Je remercie Michel Fily qui a bien voulu m'accompagner et relire cette synthèse de mes travaux de recherche. Je voudrais remercier ici ceux qui m'ont encouragé à me lancer dans cette thèse, en particulier Thierry Lebel et Eric Brun. Je remercie bien sûr mes collègues les plus proches qui n'ont pas été avares d'encouragements et de soutiens, en particulier Patrick, Delphine, Yves, Manu, Vincent, Alvaro... Alvaro m'a été, sans le savoir, d'un grand secours puisque j'ai dû encadrer sa thèse sans avoir fait cet exercice auparavant. Sa soutenance de thèse a été la motivation essentielle pour me pousser à m'engager dans cette voie en vue de l'obtention d'un doctorat et d'une HDR. Plus en amont, je dois remercier Michel Vallon qui m'a transmis sa passion pour la science et en particulier son goût à repérer les « coquilles ». Il aurait pu encadrer cette thèse mais ce ne serait pas encore terminé.... Je remercie Louis Reynaud pour sa passion aussi, son aptitude à raconter la science et pour les nombreux bons moments passés ensemble sur le terrain.

Table des matières

Introduction.....	5
Chapitre I : L'évolution des glaciers alpins : état des lieux et méthodes d'observation	8
I.1. Les fluctuations des fronts des glaciers alpins	9
I.2. Les variations d'épaisseur et les vitesses d'écoulement des glaciers.....	13
I.2.1. Méthodes de mesures et données disponibles	13
I.2.2. Exemple du glacier de Gébroulaz	14
I.3. Les bilans de masse glaciaire	19
I.3.1. Définitions	19
I.3.2. Les méthodes de mesure du bilan de masse	21
I.3.3. Les variations des bilans de masse glaciaires dans les Alpes.....	22
I.4. Conclusions	23
Chapitre II : Impact du climat sur les bilans de masse glaciaires	25
II.1. Sensibilité des bilans de masse de surface aux paramètres météorologiques	25
II.1.1. Sites de mesures et données utilisées	26
II.1.2. Sensibilité des bilans de masse hivernaux aux précipitations	26
II.1.3. Relations entre les bilans de masse estivaux et les températures estivales	27
II.2. Reconstruction des bilans de masse depuis le début du 20 ^{ème} siècle	30
II.2.1. Introduction	30
II.2.2. L'impact du climat sur l'évolution de 4 glaciers français au cours du 20 ^{ème} Siècle	30
II.2.3. Discussions et conclusions	43
II.3. Analyse de l'ablation des 25 dernières années et de son origine climatique	44
II.3.1. Introduction	44
II.3.2. L'ablation de glace comme preuve du changement du climat au cours du 20 ^{ème} siècle	44
II.3.3. Discussions et conclusions	56
II.4. Le paradoxe de la fin du Petit Age de Glace : les températures augmentent et les glaciers avancent	60
II.4.1. Introduction	60
II.4.2. Le paradoxe de la fin du Petit Age de Glace.....	60
II.4.3. Conclusions	65
Chapitre III : Impact des changements climatiques sur les glaciers alpins de très haute altitude dans le Massif du Mont Blanc	66
III.1. Les observations glaciologiques de très haute altitude dans le Massif du Mont Blanc	66
III.2. Impact du climat sur les bilans de masse des glaciers de très haute altitude	67
III.2.1. Introduction	67
III.2.2. Les bilans de masse des glaciers de très haute altitude dans le Massif du Mont Blanc au cours du 20 ^{ème} siècle	68
III.2.3. Conclusions	78
III.3. Réchauffement des glaciers froids de très haute altitude	78
III.3.1. Introduction	78
III.3.2. L'évolution des températures du glacier du Col du Dôme	79
III.3.3. Conclusions	85
Chapitre IV : Impact sur la dynamique des glaciers : fluctuations d'épaisseurs, de vitesses et de longueurs	86

IV.1. Introduction	86
IV.2. Fluctuations du glacier d'Argentière au cours des 50 dernières années et lien avec les bilans de masse	86
IV.2.1. Introduction	86
IV.2.2. Analyse de la crue et de la décrue du glacier d'Argentière à partir de 50 années d'observations glaciologiques	87
IV.2.3. Conclusions	95
IV.3. Analyse des fluctuations de la Mer de Glace et simulation des conditions Stationnaires	96
IV.3.1. Les observations glaciologiques de la Mer de Glace	96
IV.3.1.1. Topographie de surface de la Mer de Glace	96
IV.3.1.2. Topographie sous-glaciaire	97
IV.3.1.3. Variations de l'épaisseur de la Mer de Glace	99
IV.3.1.4. Vitesses d'écoulement en surface	102
IV.3.1.5. Bilans de masse de surface	102
IV.3.1.6. Variations du front de la Mer de Glace	103
IV.3.2. Analyse des flux de glace et estimation du recul du front en état stationnaire...	104
IV.4. L'importance des conditions basales et l'hydrologie sous-glaciaire : exemple de Saint Sorlin	109
IV.4.1. Introduction	109
IV.4.2. Analyse du comportement dynamique du glacier de Saint Sorlin à partir de 40 ans d'observations 1957 – 97	109
IV.4.3. Conclusions	118
IV.5. Conclusions générales du chapitre IV et travaux postérieurs	118
Chapitre V : Impacts sur les risques d'origine glaciaire	121
V.1. Introduction	121
V.2. Le lac supra-glaciaire de Rochemelon	122
V.2.1. La situation de crise en 2004 et les travaux de vidange effectués en 2004 et 2005	122
V.2.2. Analyse du risque lié au débordement du lac de Rochemelon	124
V.2.3. Conclusions de l'étude de Rochemelon	148
V.3. Risques liés aux chutes de séracs	149
V.3.1. Les catastrophes du passé	149
V.3.2. La chute de séracs de Tacconnaz	150
V.3.2.1. Introduction	150
V.3.2.2. L'étude de la chute de séracs en 2003	152
V.3.2.3. Surveillance de la chute de séracs de Tacconnaz	153
V.3.2.4. Conclusions	166
V.4. Les poches d'eau intra-glaciaires	168
V.4.1. La catastrophe de Tête Rousse en 1892	168
V.4.2. Objectifs de l'étude du glacier de Tête Rousse	169
V.4.3. Analyse de l'origine de la catastrophe de Tête Rousse en 1892	169
V.4.4. Conclusions sur l'origine de la catastrophe de Tête Rousse en 1892	191
Conclusion	194

Introduction

Dans le cadre des changements climatiques, les glaciers constituent de précieux indicateurs [IPCC, 2007]. Ils enregistrent et intègrent naturellement des informations sur les paramètres climatiques dans des régions variées du globe, et en particulier dans des environnements difficiles d'accès à la mesure météorologique traditionnelle (température, précipitation...).

Pour le grand public, les glaciers attirent naturellement l'attention et constituent des preuves tangibles du réchauffement climatique. Par exemple, la comparaison de deux photographies à cent ans d'intervalle est plus compréhensible et plus percutante, aux yeux du grand public, qu'une courbe de températures qui évoluent dans une amplitude de quelques dixièmes de degrés. Les fluctuations des fronts glaciaires de 1 à 3 km dans les Alpes au cours des 150 dernières années paraissent plus représentatives qu'une tendance de température d'environ 1°C pour un siècle. L'interprétation simpliste de ces images ou de ces courbes peut conduire, malheureusement, à des erreurs grossières. Les fluctuations de longueur des glaciers sont souvent utilisées à mauvais escient. Il est par exemple courant que la disparition des tout petits glaciers des Alpes soit interprétée comme la preuve du réchauffement des dernières décennies alors que ces glaciers étaient condamnés à disparaître, il y a plus de 100 ans, peu après la sortie du Petit Age de Glace, une fois que l'altitude de leurs lignes d'équilibre avaient dépassé leurs sommets. Le temps de réajustement de leurs surfaces aux nouvelles conditions climatiques peut donner l'illusion qu'ils évoluent suivant un réchauffement du climat régulier et continu. Or, la réponse de leurs langues glaciaires est loin d'être linéaire (chapitres 1 et 4). Les fluctuations des glaciers sont dépendantes des changements climatiques mais les paramètres les plus visibles (fluctuations de fronts, fluctuations d'épaisseur de la langue) en sont des conséquences très indirectes. Ainsi, il faut être particulièrement prudent quant à l'interprétation des fluctuations des langues glaciaires. D'autres paramètres, comme les bilans de masse de surface, sont, nous le verrons, complètement liés au climat et par conséquent beaucoup plus pertinents pour l'étude des changements climatiques ; malheureusement, ils sont plus difficiles à mesurer et ne sont pas accessibles avec une seule chaîne d'arpenteur, après une petite randonnée sur les sentiers à myrtille qui mènent aux fronts des glaciers. Ils nécessitent des instruments géophysiques et géodésiques, et requièrent des campagnes de terrain à haute altitude. C'est l'objet du Service d'Observation Glacioclim qui regroupe des observations de bilans de surface, de vitesses d'écoulement..., pour comprendre en détail les processus qui sont à l'origine des fluctuations des glaciers (cf. chapitre 2).

Les questions les plus fréquentes à propos des glaciers sont les suivantes :

Quel signal climatique traduisent les fluctuations glaciaires ? Est-ce que les glaciers ont connu de telles régressions dans le passé ? Est-ce global à l'ensemble de la planète ? Quelles sont les conséquences du recul des glaciers en termes hydrologiques et en termes de risques naturels ? Quel peut être l'impact de la diminution des glaciers sur le niveau des mers ? Quelle évolution des glaciers peut-on attendre dans le futur ?

Ce manuscrit répond à quelques-unes de ces questions mais se concentre principalement sur les impacts des changements climatiques sur les fluctuations des glaciers.

Nous dresserons d'abord un état des lieux de l'évolution des glaciers dans les Alpes au cours des dernières centaines d'années (chapitre I) et nous décrirons les méthodes d'observations.

Le chapitre II concerne la sensibilité des glaciers aux changements climatiques. C'est une question majeure car elle détermine la réponse des bilans de masse aux changements du climat dans le futur et elle conditionne aussi l'interprétation des variations glaciaires en termes climatiques. Les glaciers sont des objets de glace dont les variations de masse sont très sensibles aux paramètres météorologiques. En effet, les glaciers alpins sont en général tempérés (nous verrons que ce n'est pas toujours le cas), c'est-à-dire à la température du point de fusion. Par conséquent, ils sont très sensibles à des changements minimes des bilans

d'énergie en surface car un apport d'énergie ne peut pas se traduire par une augmentation de leur température, mais, au contraire, entraîne la fonte. Cela signifie que les variations de fonte peuvent se traduire directement par une variation des flux d'énergie en surface, à condition que les conditions d'albedo de la surface soient identiques. Dans ce chapitre II, nous verrons aussi comment les bilans de masse des glaciers alpins ont évolué au cours des 50 dernières années et quelle en est l'origine climatique.

Dans le chapitre III, nous examinerons l'impact du climat sur les glaciers alpins de très haute altitude. Ces glaciers sont dits « froids » (à température négative) et nous analyserons l'évolution de ces glaciers suivant deux aspects, celui des bilans de masse et celui de leur température interne.

Dans le chapitre IV, nous regarderons les changements de « dynamique » de ces glaciers, à savoir les fluctuations de leur épaisseur, de leur longueur mais aussi les variations de leur vitesse d'écoulement. En particulier, les observations de plus de 50 ans des fluctuations d'épaisseur et de vitesses des glaciers de Saint Sorlin, d'Argentière et de la Mer de Glace, permettent d'une part de mettre en évidence des fluctuations très importantes de ces paramètres et d'autre part de mettre en évidence la réponse non linéaire entre les bilans de masse de surface et ces fluctuations glaciaires. Ces observations montrent en particulier que les fluctuations de vitesses observées à la surface des glaciers ne peuvent pas être simulées à partir des relations physiques introduites dans les modèles actuels. Les mécanismes à l'origine des fluctuations de vitesse restent mal connus et nous essayerons de mettre en évidence quels sont les paramètres physiques à mesurer pour améliorer la connaissance de ces mécanismes. Nos observations constituent, dans tous les cas, des jeux de données précieux pour contraindre ou valider des modèles numériques d'écoulement.

Enfin, le chapitre V est consacré aux risques naturels d'origine glaciaire. Les glaciers peuvent engendrer des risques liés à des chutes de séracs, au débordement de lacs pro-glaciaires ou supra-glaciaires ou à la rupture de poche d'eau créée à l'intérieur d'un glacier. L'évolution de ces risques est parfois indépendante des changements climatiques (c'est le cas des chutes de séracs) ; d'autres fois, la relation avec le climat est indirecte (formation des lacs proglaciaires) ; dans certains cas, cette évolution est presque directement liée aux changements des conditions atmosphériques (réchauffement et instabilité des glaciers suspendus). Ce chapitre est documenté par trois études : l'une concerne le lac de Rochemelon (Vanoise) qui a été vidangé en 2005 afin d'éviter le débordement du lac qui menaçait directement les villages de la vallée de l'Arc ; la deuxième étude concerne les séracs de Tacconnaz (vallée de Chamonix) qui menacent la population à l'aval ; la troisième est relative à la poche d'eau du glacier de Tête Rousse qui a provoqué une catastrophe (175 morts) en 1892.

Ce manuscrit présente ainsi l'impact du climat sur les glaciers alpins, suivant différents aspects. Néanmoins, l'impact sur l'hydrologie des torrents émissaires et sur le débit des torrents à l'aval n'est pas abordé ici. Dans les massifs alpins, la contribution des glaciers aux débits des torrents émissaires ne constitue pas un enjeu majeur. D'une part, la distribution des précipitations est régulière dans l'année, en comparaison de régions soumises à des périodes sèches très longues (Andes par exemple). D'autre part, mise à part les hautes vallées alpines à proximité des glaciers, le régime des rivières est essentiellement nival ou pluvial et la contribution de la fonte glaciaire est très limitée dès que l'on s'éloigne de quelques dizaines de kilomètres des bassins glaciaires. Nous aurions pu présenter ici l'étude que nous avons menée avec A. Soruco sur la diminution des glaciers de la Cordillère Royale au cours des 50 dernières années et l'impact hydrologique de la fonte de ces glaciers à La Paz (Bolivie), ville en partie alimentée par des bassins versants glaciaires ; mais nous avons voulu limiter notre étude aux régions alpines.

Nous terminerons cette étude en donnant quelques perspectives sur les travaux futurs à conduire sur les glaciers. D'un point de vue climatique, il apparaît fondamental de connaître en détail les relations entre les bilans de surface et les paramètres météorologiques ; ces glaciers sont des indicateurs climatiques puissants qui peuvent fournir des informations sur le climat (bilans d'énergie) sur l'ensemble des massifs montagneux à haute altitude dans des régions peu couvertes par les observations météorologiques et éloignées des sources de perturbations locales (urbanisme). De nombreuses incertitudes subsistent quant à l'évolution du climat et le GIEC (Groupe Intergouvernemental de l'Evolution du Climat) est dans l'attente d'informations plus précises. Du point de vue de la dynamique des glaciers, la compréhension des processus de l'écoulement des glaciers apparaît, aussi, essentielle pour déterminer la réponse et le temps de réponse de ces glaciers aux changements climatiques en cours. Les glaciers alpins, de taille relativement réduite, apparaissent en outre comme des « modèles réduits » de glaciers beaucoup plus étendus (les glaciers émissaires de l'Antarctique) sur lesquels il est facile de conduire des expérimentations. Enfin, il est fondamental de savoir bien évaluer les risques d'origine glaciaire afin de les anticiper. Cette étude aborde ces différentes questions et tâche d'apporter des éléments de réponse à quelques-unes d'entre elles.

Chapitre I.

L'évolution des glaciers alpins: état des lieux et méthodes d'observations

Ce chapitre a pour but de faire un état des lieux de l'évolution des glaciers alpins dans les Alpes françaises depuis qu'ils sont mesurés, en les comparant à quelques glaciers des Alpes suisses et autrichiennes. Les glaciers sont observés dans les Alpes depuis la fin du 19^{ème} siècle. En Suisse, la Commission des Glaciers entreprend en 1892 un suivi systématique de la longueur des glaciers suisses. En France, Joseph Vallot, scientifique autodidacte, étudie les glaciers du massif du Mont Blanc à partir de 1890. Il s'intéresse notamment aux vitesses d'écoulement de la Mer de Glace. Grâce à lui et ses cousins, nous disposons également de cartes précises au 1/20000, de l'ensemble des glaciers français du massif du Mont Blanc, achevées vers 1905. La catastrophe de Saint Gervais en 1892 (cf dernier chapitre) attire l'attention du public et incite les pouvoirs publics à la surveillance des glaciers.

Au début du 20^{ème} siècle, les services forestiers s'intéressent aux glaciers pour des intérêts liés à l'hydrologie et mettent en place un réseau d'observation sur les langues glaciaires d'une douzaine de glaciers des Alpes françaises. Ce réseau concerne les mesures de la variation d'épaisseur, des vitesses d'écoulement et des fluctuations de longueur. Ces observations perdureront jusqu'au milieu des années 50 et seront abandonnées. Les sociétés hydroélectriques, suisses et françaises, s'intéressent à l'évolution des glaciers en tant que réservoir d'eau solide soumis aux aléas climatiques. L'entreprise EDF poursuit entre 1964 et 1975 un programme d'observations sur les glaciers d'Argentière et de la Mer de Glace. La société hydroélectrique Emosson reprend les observations du glacier d'Argentière en 1975 et les confie au LGGE pour assurer un suivi glaciologique détaillé.

Les premières observations de bilans de masse glaciaires en France sont conduites en 1949 sur le glacier de Sarennes par les Eaux et Forêts, quatre ans après les premières observations de bilans, en Suède sur le Storglaciären. Le LGGE met en place un réseau d'observations de bilans de masse sur le glacier de Saint Sorlin (massif des Grandes Rousses, France) en 1957. D'autres observations de bilans débiteront sur la Mer de Glace vers 1960, puis sur Argentière en 1975 et sur Gébroulaz en 1983. Néanmoins, mise à part la série de Sarennes, ces observations ne couvrent pas la totalité de la surface de ces glaciers et ne comprennent pas de mesures distinctes du bilan hivernal et du bilan estival. Cette lacune est comblée à partir de 1995 : les glaciers de St Sorlin, Gébroulaz, Argentière et Mer de Glace font l'objet de mesures de bilans hivernaux et estivaux sur l'ensemble de leur surface, du sommet de la zone d'accumulation jusqu'au front glaciaire. Ces observations sont complétées par des mesures photogrammétriques qui permettent de valider les bilans de masse sur des périodes quinquennales ou décennales (voir plus loin). Sur l'ensemble de ces glaciers, nous disposons ainsi d'un réseau d'observations qui concernent les bilans de masse, les variations d'épaisseur, les vitesses d'écoulement et les fluctuations de longueur. En 2000, ce réseau est reconnu Service d'Observation de l'Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble (OSUG) puis Service d'Observation de l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU). En 2002, il est labellisé Observatoire de Recherche en Environnement (ORE) et prend le nom de GLACIOCLIM (les GLAciers, un Observatoire du CLIMat). Outre les cinq glaciers français, le réseau intègre deux glaciers andins (Bolivie et Equateur) et deux sites glaciaires en Antarctique. Le réseau français est alors complété par deux stations météorologiques en 2005 et 2006 sur les glaciers de Saint Sorlin et d'Argentière respectivement, dans le but de

comprendre dans le détail les relations entre les flux d'énergie atmosphériques et les bilans de masse.

De nombreux glaciers font ou ont fait l'objet d'observations dans le monde. Beaucoup de ces observations sont ponctuelles et de courte durée. Peu de glaciers sont étudiés pour leurs bilans de masse. Le World Glacier Monitoring Service (Unesco), géré par l'Université de Zurich, comptait 99 glaciers (hors calottes polaires) faisant l'objet de mesures de bilans de masse en 2007. La plupart de ces séries d'observations sont très courtes (inférieures à 10 ans). Trois séries de bilans de masse datent d'avant 1950 (Suède, Norvège, France) ; 13 séries (y compris les précédentes) avant 1960 (Alpes, Scandinavie, USA, Chine) ; 30 séries d'avant 1970 (Alpes, Scandinavie, USA, Canada, Chine, Kazakhstan, Russie). Les mesures se sont étendues ensuite à la plupart des massifs montagneux de la planète, mais d'énormes lacunes subsistent dans des massifs très importants comme l'Himalaya, le Karakorum, D'autres séries se sont arrêtées pour des problèmes politiques (Kazakhstan).

En ce qui concerne l'écoulement des glaciers, les campagnes d'observations durent, le plus souvent, quelques années, le temps d'un programme européen, et les observations sur le long terme, qui concernent les variations d'épaisseur et les variations de vitesses d'écoulement, restent exceptionnelles.

Pourtant, la connaissance de l'évolution des glaciers de ces différents massifs et les simulations nécessitent des séries d'observation longues. C'est tout l'intérêt du Service d'Observation Glacioclim.

I.1. Les fluctuations des fronts des glaciers alpins

Les fluctuations de longueur de quelques dizaines de glaciers alpins (suisses, autrichiens, italiens et français) sont mesurées directement depuis 1870 environ. Pour remonter plus loin dans le temps, il faut faire appel à des outils de reconstitution indirecte.

Les fluctuations de six glaciers suisses ont été étudiées en détail au cours de la période Holocène à partir des troncs fossiles ou des tourbes retrouvés à proximité des glaciers (Holzhauser, 1997 ; Holzhauser et Zumbühl, 1999 ; Holzhauser et al., 2005 ; Joerin et al., 2006 ; Joerin et al., 2008). Ces restes végétaux ont été datés au ^{14}C et permettent de retracer les grandes variations des glaciers. Les troncs emprisonnés dans les moraines fournissent une date d'avancée du glacier. Le nombre de cernes indique le temps minimum au cours duquel l'arbre n'a pas été recouvert par le glacier. Les tourbes retrouvées après le retrait glaciaire permettent d'affirmer que, dans le passé, le glacier était plus court qu'aujourd'hui...etc. L'ensemble de ces indices, lorsqu'il en y a suffisamment, fournissent un puzzle permettant de décrypter l'histoire des fluctuations du glacier. Bien que cette histoire reste relativement imprécise, il est possible de déceler plusieurs phases de récessions importantes durant l'Holocène, au cours desquelles les glaciers étaient plus courts qu'aujourd'hui (Joerin et al., 2006). Au cours des périodes, nommées « Holocene optimum events », à savoir 9200 ans BP (Before Present), 7450 à 6650 ans BP et 6200 à 5650 ans BP, la ligne d'équilibre des glaciers étudiés était plus haute de 220 m environ par rapport à la moyenne de celle de la période 1960-1985 (Joerin et al., 2008). Au cours des 7000 premières années de l'Holocène, les périodes d'avancée glaciaires étaient relativement courtes, inférieures à 200 ans (Joerin et al., 2006). D'après ces mêmes auteurs, à partir de 3300 BP, le schéma s'inverse avec des récessions courtes et des avancées glaciaires beaucoup plus longues. D'après Holzhauser et al. (2005), le glacier d'Aletsch était plus court d'un kilomètre par rapport à aujourd'hui entre 3300 et 3200 ans BP. Au cours de la période romaine, le glacier était dans une situation similaire à celle d'aujourd'hui ou un peu plus court. Enfin, au début du Moyen Age (environ 750 après JC), l'extension du glacier était à peu près celle d'aujourd'hui. A partir des années

1300, les glaciers reprennent de la vigueur et prennent une expansion importante au cours d'une période, nommé Petit Age de Glace, qui s'étend grosso modo de 1350 à 1850.

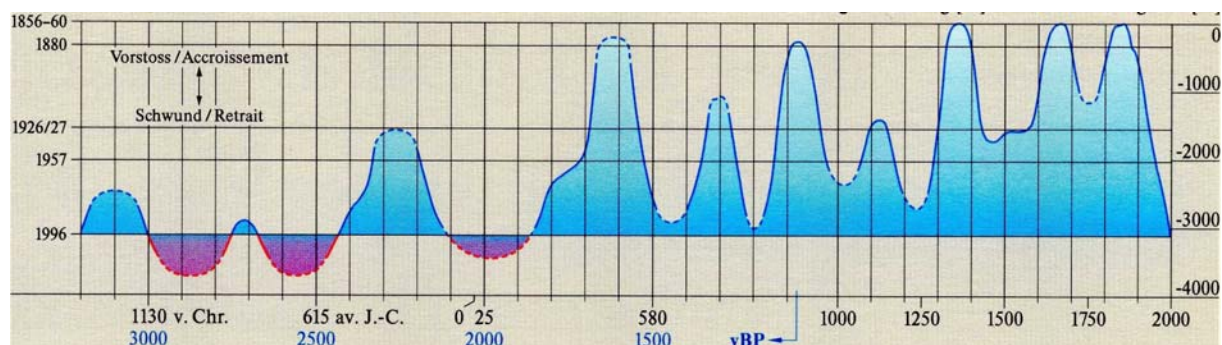


Figure 1. 1 : Fluctuations du glacier d'Aletsch depuis 1300 avant J.C. Sur l'axe vertical à droite, est indiquée une échelle de longueur en mètres dont l'origine correspond au maximum de 1860. Sur l'axe vertical de gauche, sont indiquées les années des extensions de référence. (Suivant Holzhauser et al., 2005)

Au cours des dernières centaines d'années, les fluctuations de longueur des glaciers ont pu être reconstituées assez précisément en Haute Savoie et en Suisse grâce à des témoignages ou à des peintures qui représentent précisément le paysage glaciaire. Les témoignages ont des sources très diverses; des registres paroissiaux rendent compte des désastres causés par les glaciers dans le but d'obtenir des allègements d'impôts de la part des percepteurs ; des rogations sont organisées pour en appeler à l'intervention divine lorsque les glaciers envahissent les champs dans les vallées ou détruisent les « bisses » (canaux) suisses. Quelques historiens dont Emmanuel Le Roy Ladurie (1983 et 2004) ont cherché à recenser ces événements qui jalonnent l'histoire des hauts villages alpins et qui permettent de reconstruire l'histoire des fluctuations des glaciers. Quelques anecdotes montrent que ces fluctuations sont précisément datées. Par exemple, en mai 1644, les syndics de Chamonix, effrayés de voir maisons et champs écrasés par les « horribles glacières », au premier rang desquelles le Glacier des Bois (aujourd'hui la Mer de Glace), mais aussi les glaciers d'Argentière, du Tour, et des Bossons, en appellent au coadjuteur de Genève, Charles de Sales, pour venir arrêter leurs ravages. Comme le souligne Le Roy Ladurie, qui s'est appliqué à analyser la plus grande partie des archives de la vallée de Chamonix, la question devenait pressante car le glacier des Bois menaçait purement et simplement de barrer l'Arve et d'inonder toutes les terres situées en amont. Une procession fut organisée pour exorciser les « glacières ».

Près du glacier d'Aletsch, les jésuites vinrent au secours des habitants en 1653 pour organiser une cérémonie de « bannissement du glacier » durant sept jours d'affilée. Des processions accompagnées de prières et de chants furent célébrées jusqu'au front du glacier pour conjurer le Mal.

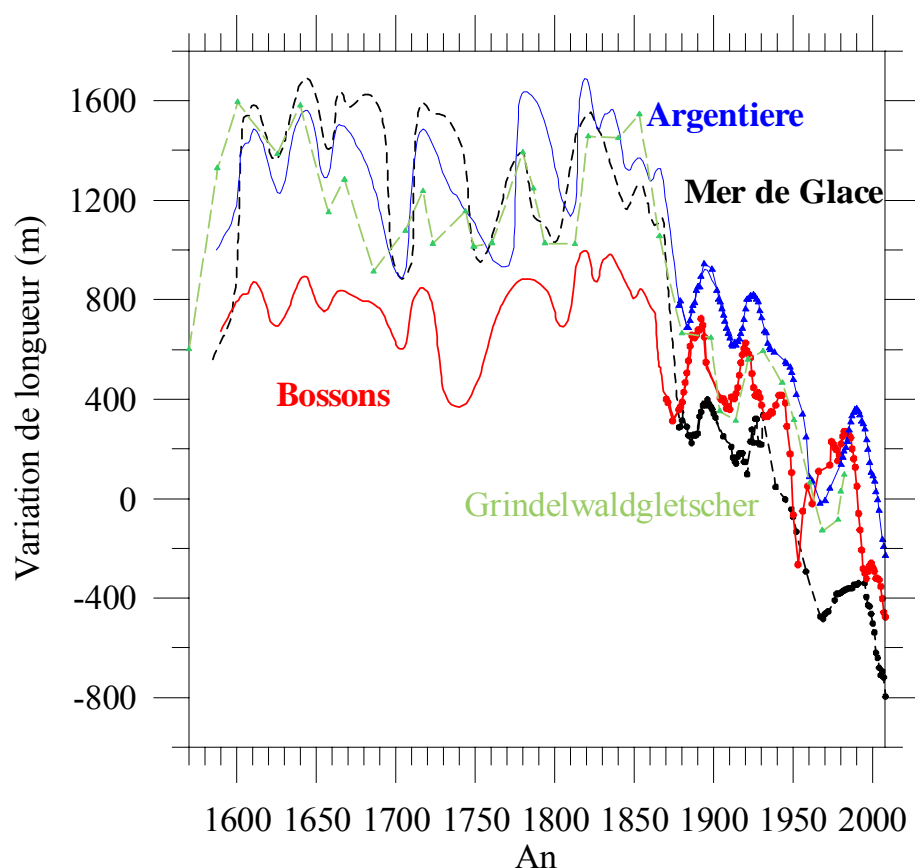


Figure 1.2 : Fluctuations de longueur de quatre glaciers dans les Alpes : Mer de Glace, Argentière, Bossons et Grindelwald, depuis 1570. Adapté de Vincent et al. (2005). Les données du massif du Mont Blanc avant 1870 proviennent d'une reconstitution faite par Mougin (1933) à partir de récits et de représentations artistiques.

Dans les Alpes françaises, Mougin (1925 ; 1933) a fait un travail de recherche historique et de compilation remarquable pour reconstituer les fluctuations de longueurs de quelques glaciers du massif du Mont Blanc depuis 1570. Nous nous sommes appuyés sur ces reconstitutions pour avoir une représentation synthétique sur cette période (Vincent et al., 2005). La figure 1.2 montre clairement une rupture après 1850 à la fin du Petit Age de Glace. A partir de cette date, tous les glaciers sont en régression. Néanmoins, bien que la tendance générale soit à la baisse, les 160 dernières années sont aussi marquées par des ré-avancées qui sont parfois spectaculaires. La figure 1.3, sur laquelle sont représentées deux photographies du glacier d'Argentière à près de 140 ans d'intervalle, indique clairement les changements de paysage dans les massifs alpins entre le Petit Age de Glace et aujourd'hui. Ce type de comparaison, qui foisonne dans les Alpes, montre à quel point les glaciers sont sensibles à des changements de climat qui sont relativement faibles (nous le verrons dans le chapitre suivant, à propos de la réponse des glaciers depuis le Petit Age de Glace).



Figure 1.3 : Photos du glacier d'Argentière en 1860 (Copyright - Bibliothèque Nationale) et en 2009 (C. Vincent)

Sur la figure 1.4, sont reportées les fluctuations de 5 glaciers mesurés directement depuis 1870. Ces observations proviennent de mesures topographiques, effectuées à l'aide de chaîne d'arpenteur, d'instruments topographiques traditionnels ou GPS, ou de clichés photogrammétriques (terrestres ou aériens). Nous avons choisi ces glaciers pour montrer comment les réponses des fluctuations des fronts peuvent être différentes d'un glacier à l'autre. D'abord, le recul des fronts est très différent d'un glacier à l'autre puisque le glacier d'Aletsch a reculé de près de 2.4 km depuis 1890 alors que les autres glaciers ont reculé de moins de 1 km depuis cette date. En outre, le glacier de Aletsch poursuit un recul quasi continu depuis 1890 au moins. A première vue, on pourrait penser que le « lissage » qu'effectue ce glacier aux dépens des petites oscillations du climat est lié seulement à sa taille imposante (de 23 km de longueur et de 82 km² de surface en 1998 (Paul, 2003)), mais on remarque que le front du glacier de Saint-Sorlin, un glacier de petite taille (3 km²), dans le massif des Grands Rousses (Alpes françaises), ne réagit pas, lui non plus, aux petites fluctuations du climat. Nous verrons dans le chapitre relatif à la dynamique des glaciers la complexité de la réponse du front d'un glacier aux variations climatiques. Les fronts des glaciers du massif du Mont Blanc, reportés sur la figure 1.4, indiquent des ré-avancées marquées qui culminent vers 1890-1900, 1920-1930 et 1980-1990. Elles paraissent, à première vue, à peu près synchrones. Mais en examinant de plus près ces fluctuations, il apparaît qu'elles sont déphasées de plusieurs années. Ainsi, après la forte décrue des années 1940, le glacier des Bossons a ré-avancé de façon très nette dès 1954, alors que les glaciers d'Argentière et de la Mer de Glace ont dû attendre 1970 pour reprendre du terrain. De même lors de la dernière décrue, le glacier des Bossons a amorcé un recul dès 1983, tandis que le front de la Mer de Glace régresse seulement depuis 1993. Il en résulte que ces glaciers, très proches l'un de l'autre, ont des réponses différentes aux variations du climat.

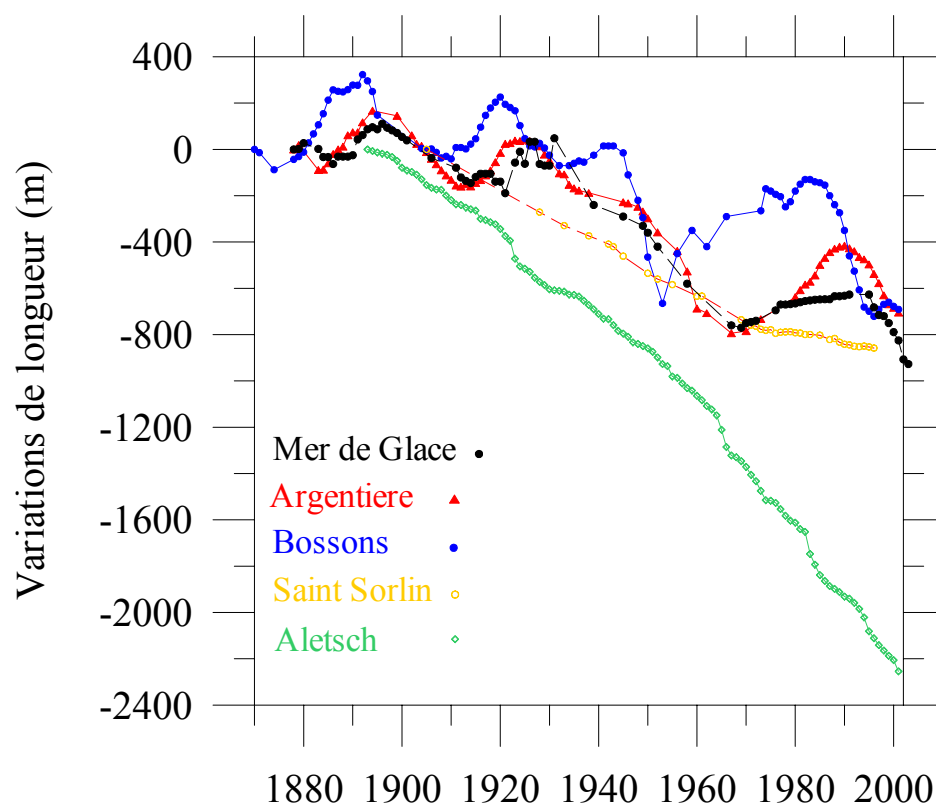


Figure 1.4 : Variations des fronts des glaciers d'Aletsch (Suisse), des Bossons, d'Argentière, de la Mer de Glace (Massif du Mont Blanc) et de Saint Sorlin (massif des Grandes Rousses).

I. 2 Les variations d'épaisseur et les vitesses d'écoulement des glaciers.

I.2.1 Méthodes de mesures et données disponibles

Les variations d'épaisseur des glaciers sont bien moins connues que les fluctuations de longueur. Contrairement aux fluctuations de longueur, elles ont une ampleur décimétrique ou métrique à l'échelle de l'année et leurs mesures requièrent des outils géodésiques (topographie, photogrammétrie, etc...). Nous disposons de mesures sur quelques langues glaciaires seulement, depuis le début du 20^{ème} siècle. Des mesures systématiques ont été réalisées sur l'ensemble de la surface d'une poignée de glaciers dans les Alpes françaises depuis 1949 grâce à la mesure topographique de profils transversaux et grâce aux restitutions photogrammétriques des clichés aériens. Les plus anciens clichés aériens photogrammétriques réellement exploitables pour la restitution photogrammétrique datent de 1949 dans le massif du Mont Blanc et ont été effectués par l'Institut Géographique National (IGN). Une campagne photogrammétrique précédente avait été réalisée en 1939, mais, malheureusement, cette campagne avait été faite au mois de juin et les glaciers sont encore couverts du manteau de neige hivernal. Ainsi, la restitution de ces clichés est impossible. Les clichés de 1949, qui datent du 4 septembre, ont un excellent contraste, malgré les objectifs de piètre qualité. En effet, les distorsions atteignent plus de 80 microns sur le bord de l'objectif et les bulletins de calibration à l'IGN n'ont pas été retrouvés (Yves Egels, communication personnelle). Malgré tout, il est possible de faire des restitutions avec une précision de quelques mètres. D'autres campagnes photogrammétriques ont suivi, avec des intervalles de temps de plus en plus réduits. Aujourd'hui, le LGGE commande des campagnes de clichés aériens tous les 5 ans

environ auprès d'une société privée afin de disposer de photographies prises à la bonne date et avec une échelle optimum. Les mesures laser-scan aéroportées ou héliportées pourraient dans un avenir proche remplacer les photos aériennes. Les images satellitaires pourraient également concurrencer la photogrammétrie aérienne. Cette technique a été employée avec succès sur la zone d'ablation de la Mer de Glace (Berthier et al., 2004). Néanmoins, ces images n'ont pas encore une définition suffisante pour supplanter la photogrammétrie. Les mesures de terrain par topographie GPS des profils transversaux sont encore aujourd'hui indispensables pour disposer d'observations suffisamment précises à un pas de temps annuel. Comme les variations d'épaisseur, les vitesses d'écoulement (en surface) ont été mesurées sur une poignée de langues glaciaires depuis le début du 20^{ème} siècle. Ces observations souffrent néanmoins de larges interruptions, en particulier entre 1950 et 1980, à une période où les observations auraient été très utiles pour documenter la forte progression des glaciers (et probablement une forte accélération également). De la fin du 19^{ème} siècle à la fin des années 1990, les vitesses ont été mesurées à l'aide de théodolite, à partir du déplacement de balises ou de pierres peintes mises en place à la surface des glaciers. Aujourd'hui, les mesures de GPS différentiel ont remplacé avantageusement les instruments topographiques traditionnels mais les repères qui servent à la mesure du déplacement n'ont guère changé. Les images satellitaires montrent un potentiel très intéressant pour des mesures de déplacement avec des techniques d'interférométrie. Malheureusement, les images qui permettent d'obtenir de tels résultats restent très peu nombreuses. En outre, les techniques d'interférométrie requièrent des images peu différentes pour la reconnaissance de franges et donc des déplacements faibles. Dans le cas des glaciers, les déplacements sont assez rapides et l'utilisation de ces techniques imposent, en conséquence, un intervalle de temps réduits entre les images. Enfin, les images satellitaires dans le domaine de l'optique, permettent, comme pour la photogrammétrie, de réaliser deux images prises à deux dates différentes et de mesurer les déplacements. Cette technique a été appliquée avec succès sur la Mer de Glace (Berthier et al., 2005).

I.2.2 Exemple du glacier de Gébroulaz :

Il est très difficile d'avoir une idée synthétique des variations d'épaisseur et de vitesses d'écoulement des glaciers alpins, tant ces observations présentent une variation spatiale importante, même à l'échelle d'un glacier. Nous avons choisi d'illustrer ces paramètres de la dynamique des glaciers à partir du réseau d'observations développé sur le glacier de Gébroulaz. Situé dans le Parc National de la Vanoise, le glacier de Gébroulaz (45°17 N, 6°38 E) s'écoule en face Nord, de l'Aiguille de Polset à 3531 m jusqu'à son front vers 2610 m en 2003 (Figure 1.5). Il couvre une surface d'environ 3 km² et s'étend sur près de 4 km de long. Nous disposons d'une carte au 1/20000 du glacier exécutée par le Service Géographique des Armées en 1906 à l'aide d'observations topographiques de terrain. Au début du 20^{ème} siècle, les Eaux et Forêts ont lancé un vaste programme d'observation sur les langues terminales des glaciers alpins en France. Le glacier de Gébroulaz en a bénéficié puisque de 1907 à 1966, les Eaux et Forêts ont mené des campagnes annuelles systématiques de terrain afin de déterminer la position du front, les variations d'épaisseur et les vitesses d'écoulement en surface sur 2 profils transversaux de la langue inférieure du glacier, à 2600 et 2700 m d'altitude. Entre 1950 et 1966, ces mesures n'ont pas été très régulières. En 1983, Louis Reynaud du LGGE reprend les mesures de variations d'épaisseur des 2 profils transversaux de la langue inférieure (profils supérieur et inférieur) ainsi que les mesures de vitesses réalisées sur ces 2 profils transversaux à partir du déplacement de pierres peintes. Aujourd'hui, les pierres peintes ont été abandonnées et elles ont été remplacées par un réseau de balises relativement denses. Ces

observations sont effectuées sur 4 profils transversaux. En outre, le glacier de Gébroulaz a fait l'objet de missions photographiques aériennes de l'IGN dès 1953 (ce sont les premiers clichés exploitables en photogrammétrie sur ce massif). Les clichés aériens suivants ont été réalisés par l'IGN en 1962, 1967, 1970 et 1973. Mais certains de ces clichés ne sont pas exploitables en photogrammétrie à cause de la présence de neige sur le glacier. A partir de 1977, le Cemagref fait exécuter, par la société Sintegra, des clichés aériens photogrammétriques tous les 3 ans à l'échelle du 1/15 000 environ (1977, 1980, 1983, 1986 et 1989). Cette mission sera abandonnée par le Cemagref en 1995. Elle sera reprise par le LGGE pour l'exécution de clichés aériens en 1998, 2003 et 2007.

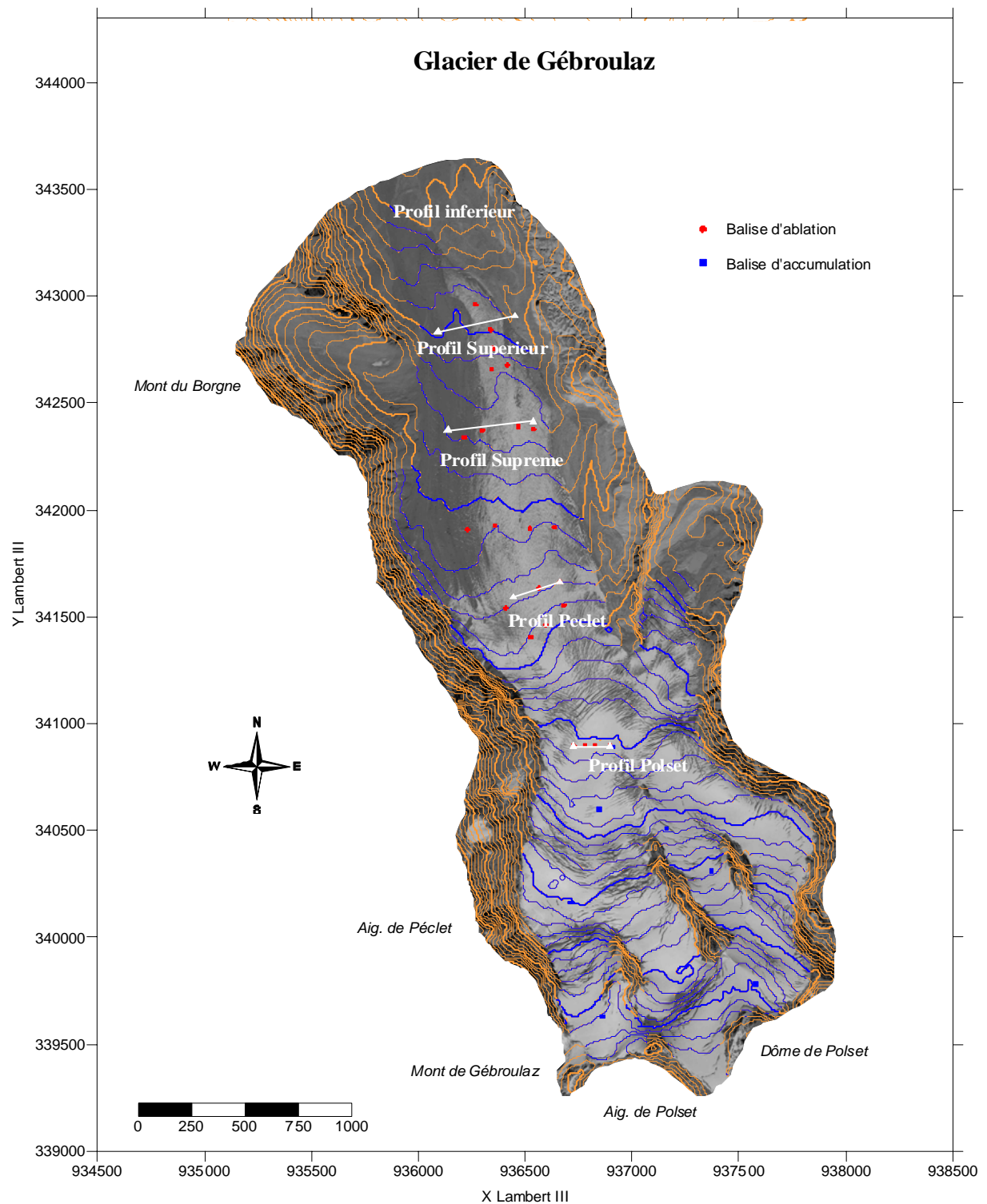


Figure 1.5 : Carte du glacier de Gébroulaz. Sont reportés les profils en travers mesurés. Les profils dits « supérieur » et « suprême » sont les deux profils de la zone d'ablation du glacier.

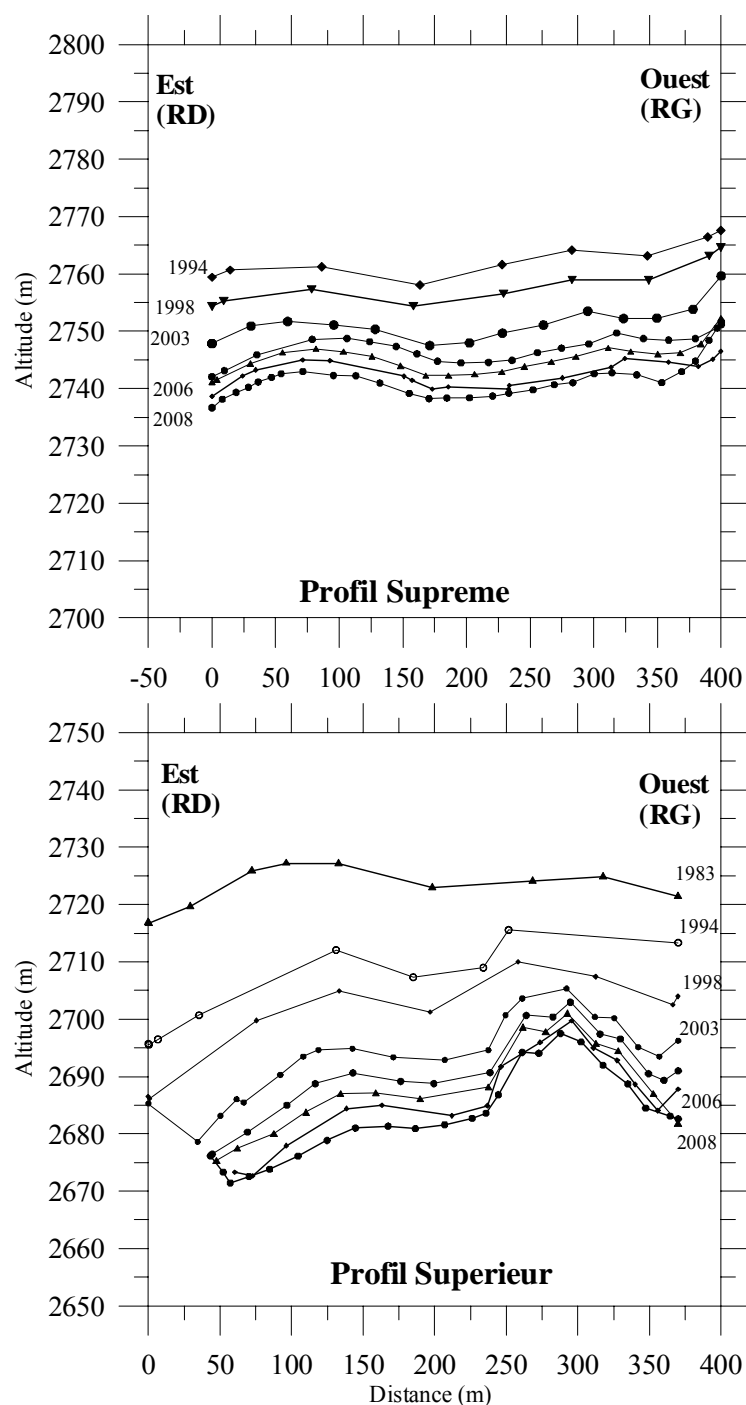


Figure 1.6 : Sections transversales du glacier dans sa partie inférieure. Les points reportés correspondent à l'altitude de la surface pour différentes années.

La figure 1.6 fournit un exemple de mesures des profils transversaux observées sur la langue du glacier de Gébroulaz. Elle montre ainsi les variations d'épaisseur des deux profils de la partie inférieure du glacier. Ces variations d'épaisseur sont obtenues à partir du relevé topographique de 10 à 20 points GPS sur chacun de ces profils. La précision de chaque mesure est centimétrique puisque les observations sont réalisées avec des instruments GPS en différentiel. La méthode topographique traditionnelle offrait à peu près la même précision mais avait l'inconvénient d'être plus longue à mettre en place et nécessitait un opérateur.

A partir de ces courbes, l'altitude moyenne de chacun des profils est calculé suivant la méthode des aires en utilisant toujours la même base de calculs. L'incertitude sur les variations d'épaisseur de chacun de ces profils dépend essentiellement du nombre de points mesurés ; elle est d'environ 20 à 50 cm.

La figure 1.6 indique que les variations d'épaisseur sont très homogènes sur l'ensemble de la largeur du glacier. Néanmoins, la partie inférieure du glacier en rive gauche est couverte d'une couche morainique de surface plus ou moins importante et affecte sensiblement les bilans de surface et les variations d'épaisseur locales. La figure 1.7 fournit une vision assez globale de la dynamique de la partie inférieure du glacier. L'écoulement est caractérisé par de fortes fluctuations d'épaisseur et de vitesse d'écoulement. L'amplitude des variations d'épaisseur atteint plusieurs dizaines de mètres au cours du 20^{ème} siècle. La langue du glacier a perdu une soixantaine de mètres d'épaisseur depuis le début des observations en 1904. Les conditions de l'écoulement du glacier ont, aussi, changé considérablement. Les vitesses d'écoulement de la zone d'ablation du glacier sont aujourd'hui inférieures à 10 m/an.

Les variations de vitesse du début du 20^{ème} siècle montrent une évolution très singulière : entre 1910 et 1925, la langue du glacier s'accélère de 5 à 35 m/an (et 30 m/an au profil inférieur). Dans le même temps, l'épaisseur de cette langue a peu évolué (5 à 10 m). Ce type de comportement a été quelquefois observé dans les Alpes d'une manière qualitative (par exemple le glacier de Findelen en Suisse en 1980 ou le glacier de Belvédère en Italie en 2001) mais très rarement mesuré ; seules quelques très longues séries d'observations comme celles du glacier de Hintereisferner en Autriche (1894-2004) montrent des événements similaires à celui de Gébroulaz : sur la langue de Hintereisferner, la vitesse est passée de 30 à 125 m/an entre 1919 et 1924 (Span et al., 1997). Nous y reviendrons dans le chapitre IV sur la dynamique des glaciers.

Grâce aux mesures photogrammétriques, les variations d'épaisseur sont bien documentées sur toute la surface du glacier depuis 1953 (Vincent et Blanc, 2006). Les variations d'épaisseur du glacier sont ainsi connues sur les périodes 1953-1986, 1986-1998, 1998-2003 et 1953-2003. Ces données, non reportées ici, montrent une structure étonnante : la partie haute du glacier s'est épaissie entre 1953 et 2003, jusqu'à 20 mètres d'épaisseur de glace. Les variations d'épaisseur les plus importantes se situent au dessus de 3100 m d'altitude. La variation d'épaisseur diminue assez régulièrement avec l'altitude et devient négative au dessous de 3000 m d'altitude environ. Sur la langue terminale, la diminution d'altitude atteint 25 m. En outre, au cours des 50 dernières années, ces variations n'ont pas du tout été linéaires : entre 1953 et 1986, le glacier s'est épaissi sur presque l'ensemble de sa surface (entre 2850 m et 2750 m et sur l'extrémité basse du glacier, les variations sont faiblement négatives) ; entre 1986 et 1998, la diminution est générale sur l'ensemble du glacier, sauf pour quelques régions de la partie supérieure au dessus de 3200 m ; entre 1998 et 2003, le glacier a grossi dans l'ensemble de la zone d'accumulation (jusqu'à plus de 5 m d'épaisseur) et baissé de 5 à 10 m sur la langue terminale.

Comme nous le verrons dans le chapitre IV, concernant la dynamique des glaciers, ces données sont fortement contraignantes pour les modèles numériques d'écoulement.

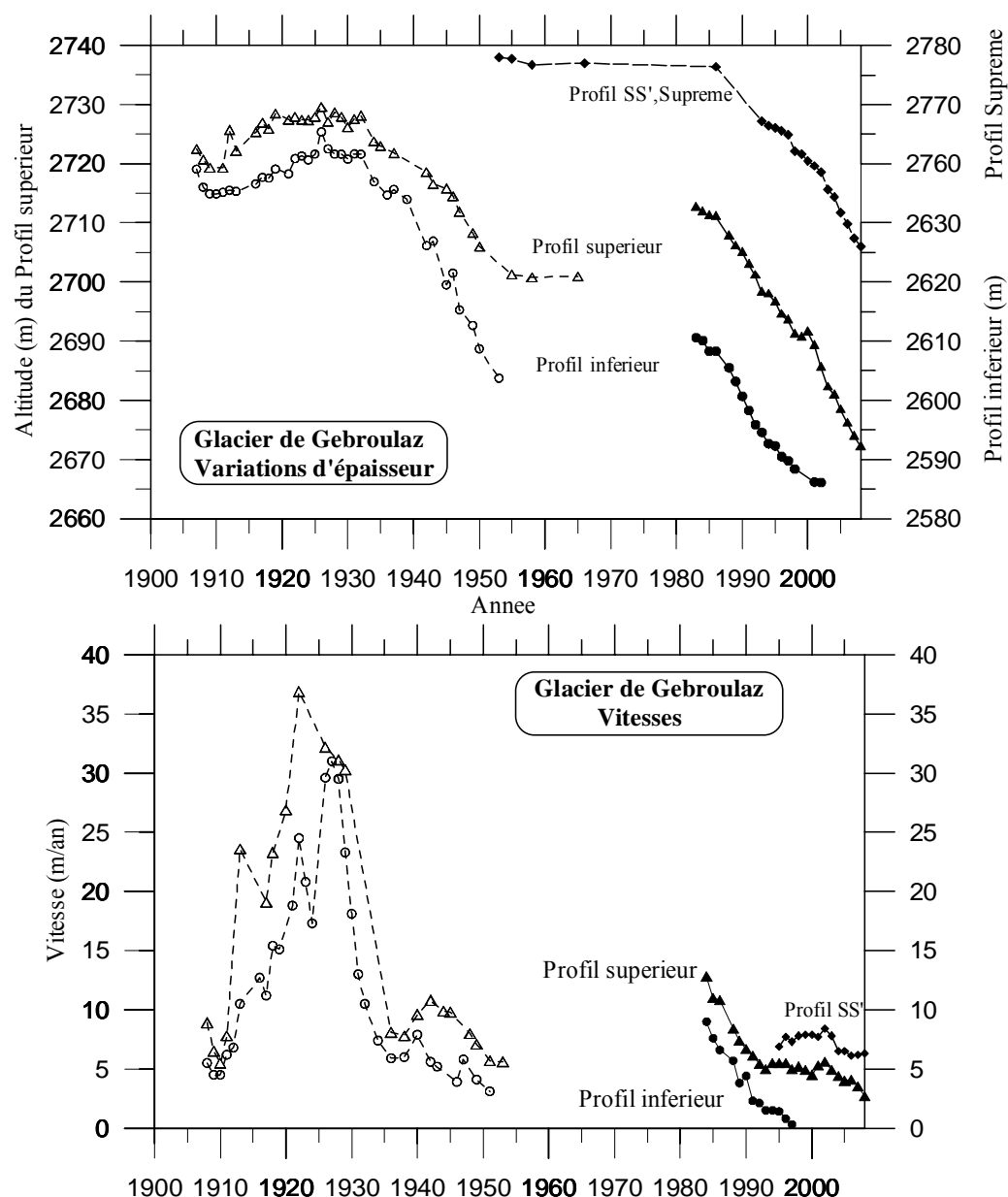


Figure 1.7 : Variations d'altitude du glacier et vitesses d'écoulement. Les observations ont été réalisées par les Eaux et Forêts entre 1907 et 1954, et par le LGGE depuis 1983.

I. 3 Les bilans de masse glaciaires

I.3.1 Définitions

Le bilan de masse de surface est le résultat de l'ablation (par fonte, par évaporation ou par sublimation) et de l'accumulation (provenant des précipitations solides, des coulées de neige, de la redistribution de la neige par le vent, du regel de l'eau de surface....) en un point sur le glacier, au cours d'une période donnée. Le bilan de masse de surface est donc directement lié aux conditions météorologiques de surface, sauf dans des sites particuliers (par exemple à l'aval des couloirs d'avalanche). C'est la raison pour laquelle la mesure de ce paramètre est particulièrement intéressante d'un point de vue climatique (cf chapitre II). Selon le site,

l'altitude et l'exposition, l'influence des conditions météorologiques sur les bilans de masse de surface n'est pas la même. Le bilan de masse correspond à la lame d'eau équivalente gagnée ou perdue sur une période de temps donnée. Il s'exprime donc en mètres d'eau.

La différence entre ce que le glacier gagne par accumulation et ce qu'il perd par ablation se mesure au cours de l'année hydrologique, c'est-à-dire dans les Alpes entre le début du mois d'octobre d'une année et la fin du mois de septembre de l'année suivante : c'est le bilan de masse annuel. Dans la partie haute du glacier, le gain est supérieur à la perte : c'est la *zone d'accumulation* dont l'extension varie beaucoup d'une année sur l'autre en fonction des conditions météorologiques. Dans la région basse du glacier, la fonte l'emporte sur l'accumulation, c'est la *zone d'ablation*.

Le bilan spécifique net du glacier est égal à la variation de volume du glacier sur l'année (exprimé en m³ d'eau) divisé par sa surface (Paterson, 1994).

Dans les régions alpines, la zone d'accumulation se situe en moyenne au-dessus de 2 900 m d'altitude. À plus haute altitude, vers 4 000 m dans les Alpes, la fonte estivale est réduite à presque rien et seules des chaleurs estivales exceptionnelles comme celles de 2003 peuvent faire fondre de la neige au-dessus de 4 300 m, mais cette fonte ne concerne que les premiers centimètres de la surface. Avec une température située en dessous de 0 °C jusqu'au lit rocheux, de tels glaciers sont qualifiés de « froids ». De surcroît, les précipitations au-dessus de 4 300 m sont solides toute l'année, c'est-à-dire qu'elles tombent sous forme de neige. Il arrive néanmoins qu'il pleuve, mais ces épisodes restent exceptionnels.

Plus bas, en dessous de 4 000 m, la fonte estivale est assez intense pour produire de l'eau de fonte en surface qui percole en profondeur dans le névé et réchauffe le glacier jusqu'à la température de fusion: le glacier est alors dit « tempéré ».

Dans les Alpes, vers 2 900 m en moyenne, la fonte estivale compense l'accumulation hivernale et, de fait, toute la neige accumulée au cours de la saison hivernale, entre le mois d'octobre et le mois de mai, disparaît au cours de l'été, un processus s'effectuant sur toute la durée de la saison d'ablation : c'est la ligne d'équilibre.

En réalité, la localisation de la ligne d'équilibre peut être complexe si les bilans de masse ont été très négatifs : la ligne d'équilibre est alors très haute, et la zone d'ablation peut comporter des névés des années précédentes qui font des auréoles à la surface du glacier. C'est aussi le cas lorsque la fonte dans la zone d'accumulation produit de l'eau qui s'écoule en surface et vient regeler en contrebas dans la zone d'ablation : se forme ainsi une glace « de regel », qui indique une ligne d'équilibre plus basse que la ligne de névé. Ces glaces de regel sont très fréquentes sur les glaciers des hautes latitudes, comme au Svalbard (Lliboutry, 1965 ; Paterson, 1994), mais plutôt rares et en faible quantité dans les Alpes.

En descendant le long du glacier, la fonte estivale augmente et le bilan de masse diminue. Dans les Alpes, les bilans de masse de surface atteignent en moyenne des valeurs de - 1 m d'eau/an vers 2 700 m, - 3,5 m d'eau /an vers 2 400 m, et - 7,5 m d'eau /an vers 1 800 m d'altitude (soit la perte de 8 m de glace par an). Ces bilans de masse sont contrôlés en grande partie par la quantité d'énergie transmise au glacier par l'atmosphère. Comme cet apport d'énergie est très variable d'une année à l'autre, les bilans de masse varient dans les mêmes proportions, soit de l'ordre de un mètre d'eau dans les Alpes (valeur de l'écart-type). Ils sont aussi fortement influencés par la couverture morainique, c'est-à-dire par la couche de débris rocheux qui s'accumulent en surface suite aux éboulements des faces rocheuses qui dominent le glacier. Lorsque ces débris morainiques ont quelques décimètres d'épaisseur, ils protègent le glacier de la fusion, car les rochers ne s'échauffent qu'en surface sous l'effet du rayonnement et sont de très mauvais conducteurs de la chaleur. Au contraire, avec une épaisseur de quelques centimètres seulement, ils s'échauffent entièrement et accélèrent la fusion. Ainsi, les petits cailloux, graviers, sables posés sur le glacier s'enfoncent dans la glace et forment des trous (dits « trous à cryoconite »), tandis que les gros blocs, eux, protègent la

glace et se retrouvent perchés à la fin de l'été au-dessus de la surface du glacier, formant des « tables glaciaires ». Les zones crevassées jouent également un rôle sur la fonte, car elles exposent au rayonnement solaire une surface de glace beaucoup plus importante. Cependant, cet effet est difficilement quantifiable.

1.3.2 Les méthodes de mesure du bilan de masse

Plusieurs méthodes sont possibles pour mesurer le bilan de masse. On peut mesurer, site par site, les deux termes du bilan de masse de surface (accumulation et ablation) puis extrapoler ces observations à l'ensemble de la surface du glacier. D'autres méthodes permettent d'obtenir directement la variation de masse totale d'un glacier.

Les valeurs d'accumulation sont mesurées à la surface d'un glacier en forant la couche de neige et le névé à l'aide d'un carottier manuel. Ces observations sont réalisées dans les Alpes au début de mois de mai, lorsque l'accumulation est maximale. Dans la zone d'accumulation, ces forages atteignent le névé de l'année précédente ; en zone d'ablation, ils parviennent à la couche de glace. Dans la zone d'accumulation, le névé de l'hiver précédent est facilement repérable par simple examen visuel de la stratigraphie, car la structure du névé, compacte avec de gros grains, est très différente de celle de la neige à grains fins de l'hiver. Les carottes extraites sont mesurées et pesées afin d'en déduire la densité de la neige à chaque profondeur. Ces valeurs de densité sont utilisées pour calculer la valeur en eau de l'accumulation hivernale. À titre d'exemple, on mesure dans le massif du Mont-Blanc des accumulations hivernales (octobre à mai) de 2 à 3 mètres d'équivalent-eau au-dessus de 3 000 m, et de 1 à 2 mètres d'équivalent-eau vers 2 700 m.

L'ablation est mesurée par l'implantation de balises dans le glacier à plusieurs mètres de profondeur. Une sonde produisant un jet de vapeur fore dans la glace des trous de 10-12 m de profondeur dans lesquelles sont implantés des jalons en bois reliés par une chaînette métallique. L'ablation au niveau de la balise est déduite de la mesure de son émergence au-dessus de la surface du glacier au fil du temps (années, semestres ou mois). On prend bien entendu en compte la densité moyenne de la matière (glace, névé, neige) qui a été ajoutée ou retranchée à la surface d'origine.

Ces observations sur l'accumulation et l'ablation fournissent en quelques sites les valeurs du bilan de masse de surface. Les mesures ponctuelles de bilans de masse de surface ont une incertitude de ± 0.1 m d'eau en zone d'ablation et ± 0.2 m d'eau en zone d'accumulation. Le bilan de masse total du glacier (sa variation de masse) se calcule en extrapolant ces valeurs ponctuelles à l'ensemble de sa surface. Pour ce faire, on affecte à chaque valeur de bilan de masse la surface du glacier pour laquelle cette valeur de bilan est supposée représentative, un exercice assez subjectif qui requiert une bonne connaissance des lieux. L'incertitude sur le calcul du bilan de masse total du glacier dépend de la taille du glacier, de la densité de mesures et de la méthode utilisée (Thibert et al., 2008). Elle est généralement comprise entre 0.3 à 0.6 m d'eau.

On pourrait objecter que cette méthode ne tient pas compte de la perte de masse en profondeur, liée à la fonte du glacier au contact du lit rocheux. En réalité, à l'exception des glaciers localisés sur des régions volcaniques, comme le glacier du Vatnajökull en Islande, le flux de chaleur venant du sol (flux géothermique) est en moyenne de $0,08 \text{ W/m}^2$, soit environ 4 000 fois plus faible que la quantité de chaleur moyenne apportée par le rayonnement solaire. Aussi, en considérant la chaleur latente de fusion de la glace ($334\,000 \text{ J/kg}$), ce flux ne peut faire fondre que quelques millimètres de glace en une année, ce qui est tout à fait négligeable par rapport à la fonte observée en surface.

Une autre méthode pour obtenir le bilan de masse consiste à évaluer les variations d'épaisseur sur l'ensemble de la surface glaciaire grâce à des mesures topographiques de terrain précises

qui permettent de mesurer les altitudes de la surface et de les comparer une année sur l'autre. Mais, même avec des récepteurs GPS différentiels, il est impossible de parcourir toute la surface d'un glacier, surtout si celui-ci est de grande taille et accidenté. En revanche, les outils photogrammétriques permettent de dresser des cartes complètes d'un glacier à partir de photos aériennes avec une précision du décimètre ou du mètre suivant leur qualité et leur échelle. Cette méthode est souvent utilisée pour valider les bilans de masse d'un glacier obtenus par la méthode décrite plus haut sur une période de 5, 10 ans ou plus. Elle a l'avantage, en outre, de permettre de remonter dans le temps grâce à l'utilisation des photographies aériennes des décennies écoulées. Avec ces données, on calcule la variation de volume du glacier sur la période considérée. En affectant le matériau d'une densité estimée, on peut ainsi déterminer la variation de masse en équivalent-eau. Il est probable que d'ici peu l'imagerie satellitaire fournira des résultats similaires avec une précision équivalente, mais ce n'est pas encore le cas.

Une autre approche, indirecte également, pour estimer le bilan de masse total du glacier consiste à établir son bilan hydrologique à partir de ses deux composantes majeures, à savoir les précipitations solides et les volumes d'eau écoulés par le torrent émissaire. La méthode est assez indirecte car les volumes d'eau écoulés dans le torrent émissaire comprennent non seulement les eaux de fonte du glacier, mais aussi les eaux de fonte des surfaces enneigées du même bassin versant situées en dehors du glacier et les précipitations liquides. De plus, les débits n'incorporent pas toute la quantité d'eau qui s'est échappée du glacier par ablation. Une partie s'infiltre dans la roche et dans les formations superficielles, et une autre s'échappe par évaporation et par sublimation. Aussi, estimer la variation de masse du glacier à partir des débits hydrologiques requiert non seulement de disposer d'un seuil (ouvrage en béton équipé d'un limnigraphe) pour réaliser des mesures hydrologiques permanentes, mais aussi d'évaluer les quantités de précipitations tombées dans le bassin versant sur le glacier et en dehors du glacier pour les comparer ensuite aux volumes écoulés. Il est nécessaire, également, de tenir compte des pertes par infiltration et de l'évaporation/sublimation de la partie du bassin versant non englacé. Cette méthode a été testée sur un glacier bolivien et a montré que, à l'échelle d'un petit bassin, elle fournissait des résultats remarquablement cohérents avec ceux de la photogrammétrie (Soruco et al., 2009a et 2009b). Cette même méthode a été appliquée dans de nombreux massifs par exemple pour l'étude de quatre glaciers suisses (Huss et al., 2008) ou pour l'étude du Storglaciaren en Suède (Hock et al., 1999).

Ces méthodes permettent d'appréhender la variation totale de la masse du glacier, mais la variation de masse d'un glacier dépend aussi de sa taille. En effet, un glacier en pleine récession aura un bilan spécifique d'autant plus négatif qu'il est éloigné des conditions d'équilibre, autrement dit, que sa surface n'est pas ajustée aux conditions climatiques actuelles. Les exemples les plus frappants sont ces petits glaciers dépourvus de zones d'accumulation permanentes. Ils perdent continuellement de la masse car leurs langues glaciaires sont trop grandes ; en effet, elles n'ont pas eu le temps de se réajuster aux conditions climatiques et, en conséquence, sont fortement exposées à l'ablation. Il est nécessaire d'en tenir compte lorsque l'on souhaite analyser les variations climatiques à partir des bilans de masse spécifiques.

1.3.3 Les variations des bilans de masse glaciaires dans les Alpes.

Les longues séries d'observation de bilans de masse dans les Alpes sont peu nombreuses (Haeberli et al., 1998 ; Dyurgerov, 2002 ; Kaser et al., 2006). Sur une période de 50 ans, elles concernent quelques glaciers seulement en Autriche, en Suisse et en France. Les bilans de masse cumulés de cinq de ces glaciers sont reportés sur la figure 1.8. Ils représentent la perte de masse de chacun de ces glaciers en lame d'eau équivalente. Les observations de bilans de

masse de ces glaciers proviennent soit de mesures de terrain issues de carottages et de mesures de balises d'ablation (points), soit de restitutions photogrammétriques réalisées à l'aide de clichés aériens calibrés (triangles).

La figure 1.8 indique une récession générale des glaciers mais elle est marquée pour tous les glaciers seulement à partir du début des années 80. On peut remarquer, aussi, des réponses très différentes puisque les bilans annuels moyens de cette période couvrent une large gamme comprise entre -0.10 m d'eau par an pour le glacier d'Argentière à -0.60 m d'eau par an pour le glacier de Sarennes.

Nous verrons dans le chapitre suivant que, malgré ces différences, les fluctuations temporelles de ces bilans de masse, indépendantes de la taille du glacier et de sa réponse dynamique, sont très similaires et nous permettent d'étudier directement les variations climatiques qui en sont à l'origine.

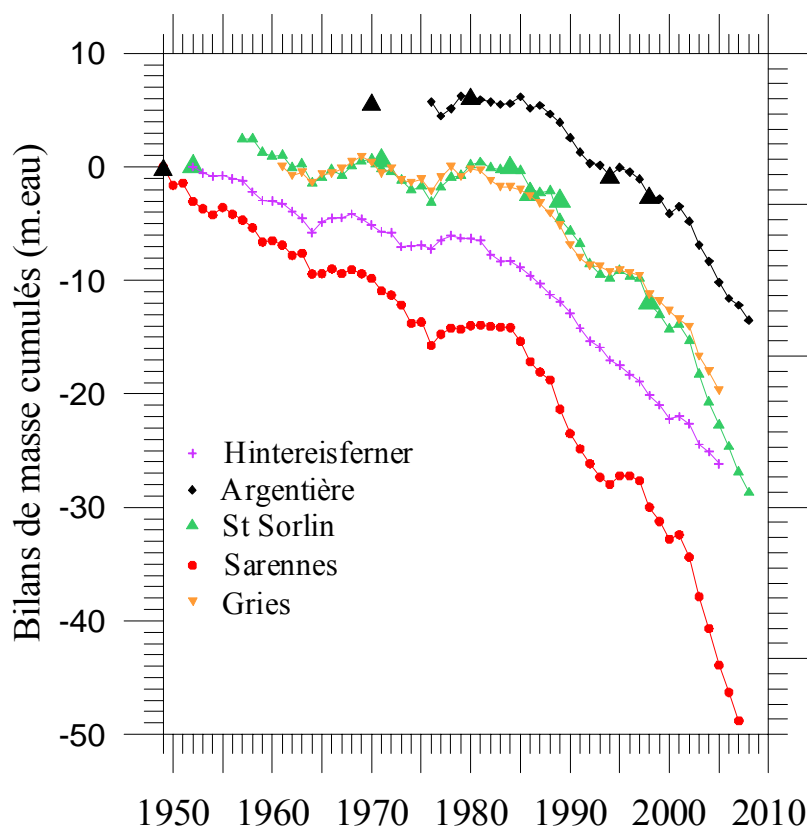


Figure 1.8 : Bilans cumulé de quelques glaciers autrichiens, suisses et français au cours des 50 dernières années (adapté de Vincent et al., 2005).

I. 4 Conclusions

Les glaciers présentent des fluctuations très importantes dans le temps. Au cours de l'Holocène, les reconstitutions des glaciers dans les Alpes (suisses essentiellement) indiquent de fortes oscillations avec des retraits glaciaires très marqués. Par exemple, Holzhauser et al. (2005) et Joerin et al. (2008) ont montré, à partir de l'étude détaillée de quelques glaciers suisses, que ces glaciers étaient, il y a 3300 ans environ, plus réduits qu'aujourd'hui. En opposition, la crue du Petit Age de Glace apparaît comme l'un des événements froids les plus importants de l'Holocène.

Depuis la fin du Petit Age de Glace, il y a 150 ans, les glaciers alpins ont subi une très forte récession qui se traduit par une réduction de leur longueur de 1 à 3 km. L'étude de Paul et al. (2004) a montré que les glaciers suisses avaient perdu 40% de leur surface entre 1850 et 1999. Néanmoins, cette récession n'est pas continue et les glaciers ont subi au cours de cette période, à la fin du 19^{ème} siècle et au 20^{ème} siècle, de fortes fluctuations avec des ré-avancées marquées comme celle qui s'est produite entre 1954 et 1982. Au contraire, la décennie 40 montre une régression des glaciers alpins très accentuée.

Ces fluctuations sont, à première vue, très indirectement reliées aux variations du climat. En effet, les fluctuations de longueur ne sont pas identiques d'un glacier à l'autre et ne sont pas synchrones. L'une des questions essentielles est de savoir quel signal climatique traduisent les fluctuations glaciaires et comment ces fluctuations sont affectées par d'autres paramètres. Les fluctuations de longueur des glaciers sont les plus spectaculaires et les plus faciles à mesurer. Mais, comme nous le verrons plus loin, leur interprétation en termes de climat est complexe. Les bilans de masse des glaciers, eux, sont beaucoup plus directement liés au climat, puisqu'ils résultent de l'accumulation et de l'ablation sur l'ensemble de leurs surfaces. Néanmoins, ils dépendent de la taille du glacier et par conséquent, de ses fluctuations passées et de son temps de réponse. En fait, les paramètres directement liés au climat sont les bilans de surface, c'est à dire mesurés en un site donné : ils sont le résultat de l'accumulation de neige locale et de l'ablation qui dépend des flux d'énergie en surface. Malheureusement, ces observations sont peu nombreuses et assez récentes.

Dans le chapitre II, nous proposons d'étudier les relations entre les variations climatiques et les bilans de masse glaciaires.

Chapitre II

Impact du climat sur les bilans de masse glaciaires

Ce chapitre a pour but d'analyser les relations entre les bilans de masse glaciaires et les paramètres climatiques. Pour cela, nous avons d'abord estimé la sensibilité des bilans de masse de surface aux paramètres météorologiques les plus simples (précipitations et températures). C'est l'objet de la première partie de ce chapitre. Ces relations permettent alors de faire des reconstitutions des bilans de masse glaciaires sur les cent dernières années. Ces résultats ont fait l'objet d'un article dans le *Journal of Geophysical Research* (Vincent, 2002) et sont présentés dans la deuxième partie de ce chapitre.

Nous analysons ensuite l'évolution des bilans de masse mesurés dans les Alpes au cours des 100 dernières années et leur origine climatique. Cette analyse est basée uniquement sur les observations et, pour une analyse précise, nous nous appuyons sur les plus longues séries d'observations des bilans hivernaux et estivaux mesurés dans les Alpes (Clariden en Suisse et Sarennes en France). Cette analyse a été publiée dans le *Journal of Geophysical Research* (Vincent et al., 2004) et est présentée dans la troisième partie de ce chapitre.

Enfin, à partir de ces analyses, nous essayons de comprendre le paradoxe de la fin du Petit Age de Glace, à savoir comment les glaciers ont pu progresser vers la fin du 18^{ème} et le début du 19^{ème} siècle alors que les températures étaient relativement élevées. Cette étude a fait l'objet d'un article publié au *Geophysical Research Letters* (Vincent et al., 2005) et est reportée dans la quatrième partie de ce chapitre.

II.1. Sensibilité des bilans de masse de surface aux paramètres météorologiques

Afin d'étudier l'impact du climat sur les bilans de masse glaciaires, il est impératif de déterminer l'influence des différents paramètres météorologiques (précipitation, flux d'énergie en surface) sur les deux composantes du bilan de surface, à savoir l'accumulation et l'ablation. Ces relations pourront permettre d'évaluer les changements à attendre dans le futur en fonction de différents scénarii climatiques.

Une analyse plus simple consiste à analyser la sensibilité des bilans de masse aux paramètres météorologiques accessibles dans les stations météorologiques les plus proches des glaciers, à savoir la précipitation et la température. Cette analyse présente un grand intérêt lorsque les paramètres météorologiques détaillés (flux radiatifs, vent, humidité, température) nécessaires aux calculs des flux d'énergie, ne sont pas disponibles, soit parce qu'on souhaite faire des reconstitutions dans le passé, soit parce que ces mesures ont été réalisées trop loin du glacier étudié.

Le seul moyen d'étudier la sensibilité des bilans de masse au climat sur plusieurs décennies consiste à comparer les bilans de masse aux données météorologiques de vallée. De telles comparaisons ont été faites à partir d'observations sur le glacier d'Argentière (Vallon et al., 1998) ou sur les glaciers suisses (Braithwaite and Zhang Yu, 2000), mais les incertitudes de ces résultats sont importantes car les observations utilisées sont des mesures de bilans annuels (et non saisonniers) sur des plages d'altitude très limitées. D'une façon générale, les observations des bilans hivernaux et estivaux restent rares (Haeberli and Hoelzle, 1993 ; Dyurgerov and Meier, 1999 ; Ohmura, 2004).

II. 1. 1 Sites de mesures et données utilisées.

Pour cette étude, nous avons utilisé les données du Service d'observations Glacioclim (<http://www-lgge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/index.htm>). Elles proviennent des 5 glaciers des Alpes françaises du service d'observation: les glaciers de Saint Sorlin (3km²) et de Sarennes (0.8 km²) dans le massif des Grandes Rousses ; le glacier de Gébroulaz (3 km²) dans le massif de la Vanoise ; les glaciers d'Argentière (19 km²) et de la Mer de Glace (28 km²) dans le massif du Mont-Blanc. Ces glaciers présentent des expositions très variées (Nord au sud).

Les observations directes et continues des bilans de masse annuels datent de 1949 pour le glacier de Sarennes, de 1957 pour le glacier de Saint Sorlin, de 1976 pour le glacier d'Argentière et de 1993 pour les glaciers de la Mer de Glace et de Gébroulaz. Sur le glacier de Sarennes, les bilans hivernaux et estivaux sont mesurés depuis 1949 (mesures des Eaux et Forêts puis du Cemagref). Ces observations détaillées sont plus récentes sur les autres glaciers. Depuis 1994, dans les Alpes françaises, le Laboratoire de Glaciologie de Géophysique de l'Environnement a étendu le réseau d'observations des bilans de masse sur tous les glaciers mesurés entre 1600 et 3600 m d'altitude sur des expositions variées et ce réseau inclut des mesures de bilans de masse bi-annuels. Nous avons évité les parties de glacier couvertes de débris morainiques. En conséquence, nos résultats sont valides sur les surfaces englacées « propres ».

Les données météorologiques utilisées dans cette étude sont 1°) les températures des stations météorologiques de Lyon-Bron (observées depuis 1922) et de Saint Genis Laval (1881-1922) et de Chamonix (depuis 1959) (Météo France), 2°) les précipitations des stations météorologiques de Besse en Oisans (depuis 1923), de Bourg d'Oisans (1907-1989) et de Chamonix (depuis 1959) (Météo France).

La station de Lyon, utilisée pour les données de températures, peut sembler loin des sites d'observations (à 120 km de Saint Sorlin, à une altitude de 200 m) mais , pour le massif alpin au moins, les fluctuations de températures sont bien corrélées à l'échelle de l'ensemble du massif (Böhm et al., 2001). Le choix de la station de mesures des précipitations est plus délicat car la variation spatiale des précipitations est très importante. Néanmoins, et c'est assez surprenant, une forte corrélation existe entre les précipitations de Besse et de Chamonix (Vincent et Vallon, 1997).

II.1.2 Sensibilité des bilans de masse hivernaux aux précipitations

Nous avons étudié les relations entre les précipitations observées dans les vallées (Besse en Oisans ou Chamonix) et les bilans hivernaux mesurés sur les glaciers d'Argentière, de la Mer de Glace, de Gébroulaz, de Saint Sorlin et de Sarennes depuis 1994 (Vincent et Vallon, 1997 ; Vincent, 2002). Cinq carottages sont effectués sur le glacier de Sarennes et quinze à 30 carottages sont effectués sur chacun des autres glaciers au mois de mai pour déterminer les bilans hivernaux.

Sur la figure n° 2.1, à titre d'exemple, sont reportés les bilans hivernaux mesurés sur le glacier d'Argentière entre 1994 et 2001, en fonction des précipitations de Chamonix. Seules les précipitations solides à l'altitude de la mesure d'accumulation ont été prises en considération. Pour cela, nous avons appliqué un gradient vertical de température de 6°C/km et fixé la limite pluie/neige à 0°C. On peut remarquer qu'une variation de cette valeur de 1 à 2 °C ne changerait pas les résultats. Il apparaît que les accumulations hivernales mesurées à haute altitude sont considérables en comparaison des précipitations observées dans les vallées. Bien sûr, cette différence ne s'explique pas seulement par l'augmentation des précipitations avec

l'altitude (effet orographique) ; l'accumulation hivernale est en fait très influencée par la topographie locale et en particulier par les pentes abruptes qui surplombent les glaciers : par l'effet de la gravité et du vent, ces pentes peuvent collecter des précipitations solides sur des surfaces bien plus importantes que celle du glacier lui-même. Ainsi, à 3000 m d'altitude dans le massif du Mont-Blanc, les bilans hivernaux atteignent près de 3 fois les valeurs des précipitations observées dans les vallées.

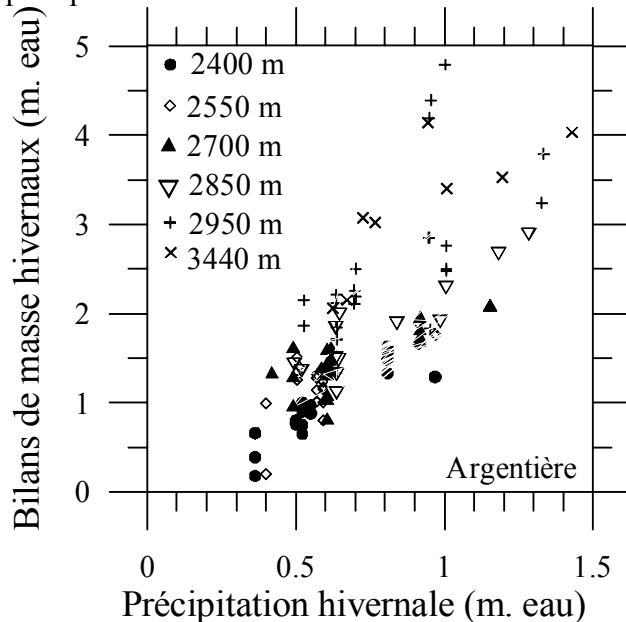


Figure 2.1 : Accumulation hivernale mesurée sur le glacier d'Argentière à différentes altitudes en fonction des précipitations mesurées à Chamonix. Seules les précipitations solides à l'altitude de la mesure d'accumulation ont été prises en considération (adapté de Vincent, 2002).

Les variations de précipitations enregistrées dans les vallées sont ainsi largement amplifiées à haute altitude à la surface des glaciers. Pour chaque tranche d'altitude et pour chaque glacier, il est ainsi possible de déterminer, à partir des observations, un ratio entre le bilan hivernal et les précipitations de vallées, relativement constant dans le temps (Vincent, 2002). Ces ratios seront utilisés pour reconstituer les bilans de masse à partir des données météorologiques (section II.2).

II. 1.3 Relations entre les bilans de masse estivaux et les températures estivales.

Les bilans de masse estivaux sont déterminés à partir de la mesure de l'émergence des balises d'ablation implantées dans les trous de forage réalisés au mois de mai en zone d'accumulation ou à partir des balises implantées directement dans la glace en zone d'ablation à l'aide d'une sonde à vapeur (instrument à forer). Ces bilans de masse estivaux ont été comparés aux degrés-jours positifs déduits des données des stations météorologiques (Lyon ou Chamonix). Pour chaque site d'observation, le cumul des degrés-jours positifs est la somme des températures positives (calculées à l'aide d'un gradient de température de $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) obtenue sur la période d'observation. Ainsi, pour chaque site d'observation, il est possible d'établir une relation entre le bilan de masse estival mesuré et le cumul des degrés-jours positifs (Vincent, 2002). Ces relations sont très linéaires. Les coefficients de régressions obtenus (ou facteurs degré-jour) définissent ainsi la sensibilité de l'ablation à la température journalière (entre 4 et 7 mm d'eau par degré-jour positif). Ces relations sont en réalité très sensibles à l'albedo de surface.

A titre d'exemple, sont reportées, sur la figure 2.2, les relations entre les bilans estivaux et le cumul des températures positives (somme des degrés-jours positifs) calculés à l'altitude des observations de bilans (Vincent et Vallon, 1997). Les résultats mettent en évidence une différence très nette entre les relations obtenues à partir de l'ablation de neige et celles obtenues avec l'ablation de glace.

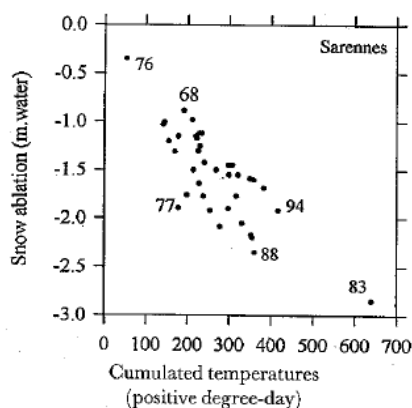


Fig. 4. Summer snow ablation expressed as a function of cumulated temperature; cumulated temperature is the sum of temperatures higher than 16.5°C at Lyon-Bron (positive degree-day at Sarennes with a fixed temperature gradient of $0.6^{\circ}\text{C km}^{-1}$). The relation is satisfactory (63.5% explained snow-ablation variance) only due to 1976 and 1983.

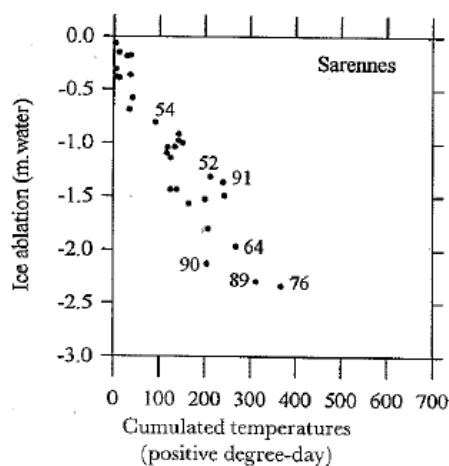


Fig. 5. Summer ice ablation expressed as a function of cumulated temperature (87.5% explained ice-ablation variance).

Figure 2.2 : Ablation mesurée sur le glacier de Sarennes en fonction de la somme des degrés-jours positifs calculés à partir de la station météorologique de Besse en Oisans, pour a) la période d'ablation de neige, b) l'ablation de glace (adapté de Vincent et Vallon, 1997).

Nous avons cherché une estimation de la sensibilité de l'ablation estivale à la température sur toute la période estivale en fonction de l'altitude. Pour cela, nous avons déterminé les facteurs degré-jours pour chaque site d'observation sur chacun des glaciers. Chaque facteur degré-jour a été multiplié par le nombre de jours pour lesquels la température est positive à l'altitude du site d'observation.

Les résultats sont reportés sur la figure 2.3. On peut ainsi estimer qu'une élévation de température moyenne de 1°C sur la saison estivale entraîne une ablation supplémentaire de 1.4 m d'eau à 1800 m d'altitude (pour une ablation moyenne de 7.5 m d'eau environ) et de 0.3 m d'eau à 3200 m (pour une ablation moyenne de 1.3 m d'eau). La figure 2.3 indique une plus grande dispersion entre 2700 et 3000 m d'altitude aux alentours de la ligne d'équilibre. Cette large dispersion est liée en particulier à la variation importante de l'albedo moyen dans cette région (suivant les années, la surface est en neige ou en glace à la fin de l'été). A haute altitude, la surface est en neige tout au long de l'année et l'albedo varie peu d'une année sur l'autre. De la même façon, à basse altitude, l'ablation de neige est faible au regard de l'ablation de glace et la surface est pour une grande partie de l'été en glace. Ces résultats montrent que les bilans de masse sont très sensibles à basse altitude aux variations de température. Ainsi, dans le cadre de l'étude des changements climatiques, il est primordial de disposer d'observations dans de telles régions.

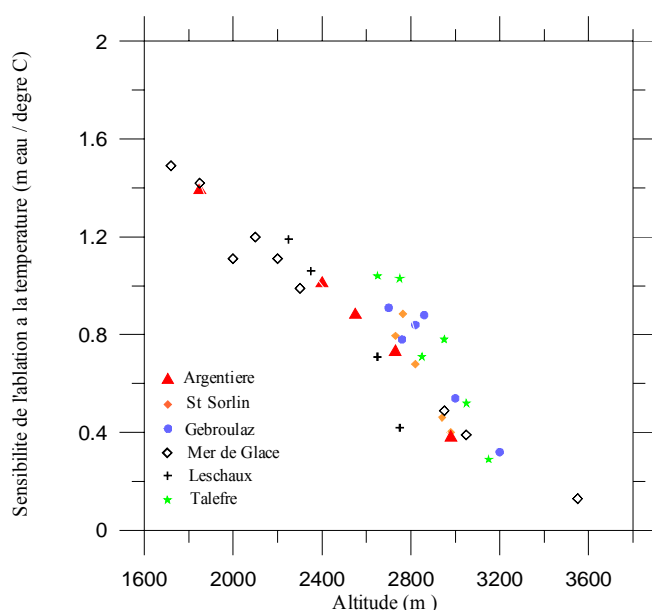


Figure 2.3 : Sensibilité de l'ablation à la température en fonction de l'altitude, pour différents glaciers (adapté de Vincent, 2002).

Ces résultats ont conduit à estimer la sensibilité de la ligne d'équilibre à la température. En appliquant un coefficient d'activité (gradient vertical du bilan de masse) de 0.7 à 0.8 m. eau pour 100 m de dénivelé (Haeberli et Hoelzle, 1995), la sensibilité de la ligne d'équilibre à la température serait de 60 à 70 m/°C. Cette sensibilité est d'environ la moitié de la valeur obtenue par Greene et al. (1999) à partir d'un modèle climatique. Elle est aussi la moitié de la valeur obtenue par Maisch (2000) à partir d'un calcul empirique basé sur la variation de l'AAR (accumulation area ratio) entre 1850 et 1973 sur l'ensemble des glaciers suisses. Cette valeur diffère également des résultats obtenus dans une étude sur la sensibilité du bilan de masse basée sur le modèle Crocus (Gerbaux et al., 2005). Cette dernière étude avait conduit à une valeur comprise entre 125 et 160 m/°C.

De cette valeur, dépendent les scénarios de retrait des glaciers des Alpes établis pour le prochain siècle. Ils pourraient être largement surestimés. Il en résulte que les résultats obtenus d'une manière empirique à partir des observations de terrain divergent très sensiblement des résultats obtenus à partir des modèles de climat. L'enjeu est important dans la mesure où la sensibilité des bilans de masse aux variables climatiques conditionne les simulations de l'évolution des glaciers. Il est probable que les observations météorologiques

(Six et al., 2009) réalisées dans le cadre de Glacioclim à proximité des glaciers en même temps que les observations de l'ablation pourront résoudre cette question.

II. 2 Reconstruction des bilans de masse depuis le début du 20^{ème} siècle

II.2.1 Introduction.

En utilisant les relations obtenues dans la section précédente, nous avons cherché à reconstituer les bilans de masse de 4 glaciers que sont Mer de Glace, Argentière, Gébroulaz et Saint Sorlin, depuis le début du 20^{ème} siècle. Les reconstitutions de ces glaciers présentent un intérêt non seulement du fait de l'existence de longues séries d'observation de bilans de masse mais aussi grâce aux cartes établies par moyens topographiques ou photogrammétriques réalisées depuis le début du 20^{ème} siècle. Les documents topographiques ou photogrammétriques disponibles sur ces glaciers sont les cartes topographiques du début du siècle (Flusin, Jacob et Offner, 1905 ; Service Géographique de l'Armée, 1906 ; Vallot, 1910) et les restitutions photogrammétriques établies à partir des clichés aériens (Vincent et al., 2000 ; Vincent, 2002 ; Vincent et Blanc, 2006; Vincent et al., 2009). Nous avons ainsi reconstitué les bilans de masse depuis 1907 en utilisant les relations entre bilans et températures/précipitations et l'hypsométrie de chacun de ces glaciers. Pour chaque tranche d'altitude de 50 m, les bilans de masse annuels sont calculés à l'aide des précipitations hivernales (octobre à mai) et des degrés-jours estivaux (avril à septembre). Comme nous l'avons vu précédemment, les facteurs de précipitation (ratios entre les bilans hivernaux et précipitations hivernales de vallée) peuvent varier de 1 à 3 suivant les glaciers et l'altitude. Les facteurs degrés-jours sont de 0.0044 pour la neige et de 0.0058 m/°C.jour pour la glace, déterminés sur la base des données du glacier de Saint Sorlin. Les séries météorologiques utilisées pour ces reconstitutions sont les précipitations de Besse en Oisans et Bourg-d'Oisans et les températures de Lyon. Les changements de surface depuis le début du 20^{ème} siècle sont pris en compte dans le calcul. Ces changements de surface ont un effet non négligeables sur les résultats (par exemple, de 5 m d'eau sur la reconstitution du bilan cumulé de St Sorlin entre 1907 et 1999). Il est donc nécessaire d'inclure cette variation dans le modèle mais une tendance linéaire est suffisante. Les résultats des reconstitutions des bilans des 4 glaciers sont reportés sur la figure 9 de l'article présenté ci-après. Les tendances globales sur le siècle sont contraintes par les variations de volume calculées grâce aux anciennes cartes topographiques du début du 20^{ème} siècle et aux restitutions photogrammétriques de la fin du 20^{ème} siècle. En réalité, le modèle est très sensible aux paramètres choisis pour les variables météorologiques (facteur accumulation/précipitation et facteur degrés-jour) : une variation de 10% sur les précipitations entraîne une différence de 14 m d'eau sur les bilans cumulés du glacier de Saint Sorlin en un siècle. Il est donc illusoire de reconstituer des bilans de masse cumulés sur un siècle à l'aide des variables météorologiques seules. Pour cette raison, il est absolument nécessaire que la tendance globale de l'évolution de chacun de ces glaciers sur le siècle soit contrainte par des données topographiques et photogrammétriques totalement indépendantes. Néanmoins, les résultats du modèle sont validés par les variations de volume géométriques (topographie et photogrammétrie) intermédiaires et par les mesures directes des bilans de masse annuels lorsqu'elles sont disponibles.

II.2. 2 L'impact du climat sur l'évolution de 4 glaciers français au cours du 20^{ème} siècle.

Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances

C. Vincent

Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, Centre National de la Recherche Scientifique, Saint Martin d'Hères, France

Received 11 May 2001; revised 24 September 2001; accepted 28 November 2001; published 4 October 2002.

[1] Winter and summer mass balance measurements from four French glaciers have been used to assess the sensitivity of mass balance to climatic fluctuations. The sensitivity of summer ablation to temperature is maximum in low-elevation zones (1.4 m water equivalent (w.e.) $^{\circ}\text{C}^{-1}$ at 1800 m above sea level (asl)) and decreases with altitude (0.5 m w.e. $^{\circ}\text{C}^{-1}$ at 2900 m asl). As a consequence, the sensitivity of equilibrium line altitude to temperature is 60–70 m $^{\circ}\text{C}^{-1}$. This is half the value previously reported in the literature, implying that alpine glacier retreat scenarios for the 21st Century have been largely overestimated. Winter accumulation can be as high as 3 times the amount of precipitation recorded downvalley. These relationships between mass balance and meteorological data were then used to reconstruct the mass balances of these four glaciers back to 1907 using old maps and photogrammetric measurements. Model sensitivity analysis shows that a 25–30% increase in precipitation would compensate a 1 $^{\circ}\text{C}$ temperature rise for the mass balances of glaciers. From these results the 20th Century may be divided into four periods: two steady state periods, 1907–1941 and 1954–1981, during which the mass of glaciers remained almost constant, and two deficit periods, 1942–1953 and 1982–1999, marked by a sharp reduction in glacier mass. Regarding mean ablation at 2800 m asl, a 22 W m^{-2} increase in energy balance is required to explain the ablation difference between the two most recent periods, 1954–1981 and 1982–1999. According to the energy balance analysis the increase in air temperature explains more than 60% of this ablation rise. **INDEX TERMS:** 1827 Hydrology: Glaciology; 1863 Hydrology: Snow and ice (1827); 1833 Hydrology: Hydroclimatology; **KEYWORDS:** glaciers, climate, mass balance, accumulation, ablation

Citation: Vincent, C., Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances, *J. Geophys. Res.*, 107(D19), 4375, doi:10.1029/2001JD000832, 2002.

1. Introduction

[2] The sensitivity of glacier mass balances to climate change is widely recognized [e.g., Oerlemans, 1986; Haeberli, 1995] and has often been used to assess the contribution of glacier melt to past [Meier, 1984; Zuo and Oerlemans, 1997] or future [Gregory and Oerlemans, 1998; Oerlemans and Fortuin, 1992] sea level rise. Indeed, since most alpine glaciers are temperate glaciers, i.e., close to melting point temperature [Paterson, 1994, p. 215], mass balance fluctuations are very sensitive to variations in the surface energy budget and therefore to the slightest modifications of the climate. Unfortunately, we have little knowledge of mass balance fluctuations in the past. No continuous direct mass balance observations are available for any region before 1945 [Haeberli and Hoelzle, 1993]. Presently, only 12 annual mass balance series in the world are longer than 40 years. The best way to study the relationship between mass balance and climate would be to directly compare mass balance to observed surface energy exchange at the same site. Such

studies have been performed over several months [e.g., Martin, 1975; Braithwaite, 1981; Arnold et al., 1996; Greuell et al., 1997] and in a few cases over several years [e.g., Bintanja et al., 1997; Wagnon et al., 1999; Oerlemans, 2000]. The measurements involved are very time consuming and virtually impossible to extend over a large elevation range and long periods. Therefore the only way to study the sensitivity of mass balance to climate over periods exceeding a few decades consists in using meteorological data from valley stations. Although there is no causality relation between ablation and temperature, a phenomenological relationship between the two is obvious. Moreover, accumulation is also related to precipitation. Many studies have been carried out to relate mean specific balance or equilibrium-line altitude to meteorological quantities [e.g., Martin, 1977; Braithwaite and Zhang, 2000]. However, comparison of the results of these relations to direct field observations shows large uncertainties on mass balance sensitivity [Vallon et al., 1998]. In addition, observations usually concern annual mass balance and very little information on winter and summer mass balance is available [Haeberli and Hoelzle, 1993; Dyurgerov and Meier, 1999].

Copyright 2002 by the American Geophysical Union.
0148-0227/02/2001JD000832\$09.00

ACL 4 - 1

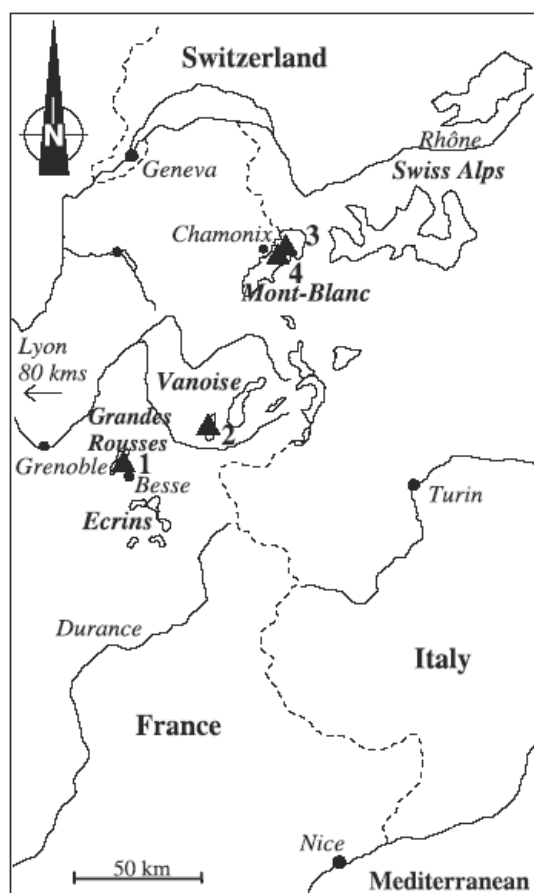


Figure 1. Map of the western Alps. Triangles represent the four French glaciers related to this study.

[3] A previous study [Vallon *et al.*, 1998] has shown that mass balance fluctuations are very dependent on elevation and that the mass balance sensitivity to temperature decreases with altitude. However, the observation network (in the ablation area of the Argentière glacier) was too limited to reliably assess the sensitivity of mass

balances to climatic fluctuations. In addition, the sensitivity to temperature was inferred from annual mass balance data instead of summer mass balance data. For these reasons, the observation network has since been extended both upward in the accumulation zone and downward into the low elevation regions near the snouts of the large glaciers (Argentière and Mer de Glace). Since 1993, the network includes winter and summer mass balances on 4 glaciers in the French Alps over a large elevation range, from 1600 to 3500 m asl.

[4] The first aim of this paper is to improve the knowledge of mass balance sensitivity to climatic variations from direct mass balance measurements on these four glaciers (sections 3.1 and 3.2). The second objective is to reconstruct the winter and summer mass balances of these four glaciers back to the beginning of the 20th Century using both the relationships obtained previously with meteorological data and the volume variations inferred from topographic measurements (section 3.3). In addition, we will look for significant trends and analyze the recent high ablation values in comparison with the secular trend (section 4).

2. Field Sites and Measurement Program

[5] For this study, four French glaciers located in the Grandes Rousses area (Saint Sorlin), in the Parc National de la Vanoise (Gébroulaz), and in the Mont Blanc Range (Argentière and Mer de Glace) have been selected (Figure 1). Table 1 gives a short description of each glacier. These glaciers are free of rock debris except for the tongue of the Argentière and a part of the tongue of the Mer de Glace glaciers.

[6] Since 1993, systematic winter and summer mass balance measurements (May and September respectively) have been carried out on these glaciers (C. Vincent, unpublished data, 2000). Twenty-five to 40 sites have been selected on each glacier at various elevations representative of the whole surface (Table 1). Before 1993, measurements were performed sporadically and when available; they have been included in this study. Two different measurement methods are used for the accumulation zone and the ablation area: (1) in the accumulation zone, cores are first drilled to measure winter mass balances from snow layering (stratigraphy) and density measurements. Then, stakes are inserted in the boreholes down to the previous summer surface. In this way, at the end of summer the remaining winter snow can be easily

Table 1. List of the Four French Glaciers With Their Topographical Characteristics^a

	Saint Sorlin (Glacier 1)	Gébroulaz (Glacier 2)	Argentière (Glacier 3)	Mer de Glace (Glacier 4)
Location (latitude and longitude)	45°10'N 6°10'E	45°19'N 6°40'E	45°55'N 6°57'E	45°55'N 6° 57'E
Surface area, km ²	3	3	19	28 ^a
Maximum elevation, m asl	3400	3500	3600	4000
Minimum elevation, m asl	2700	2600	1600	1600
Length, km	2.5	4	10	12
Exposure	north to east	north	north to south	north to south
First mass balance survey	1957	1993	1975	1983
Number of sites	28	25	35	40

^a This area appears slightly different from those reported in the World Glacier Monitoring Service report mainly because they do not include tributary glaciers that have split from the main one, due to general retreat.

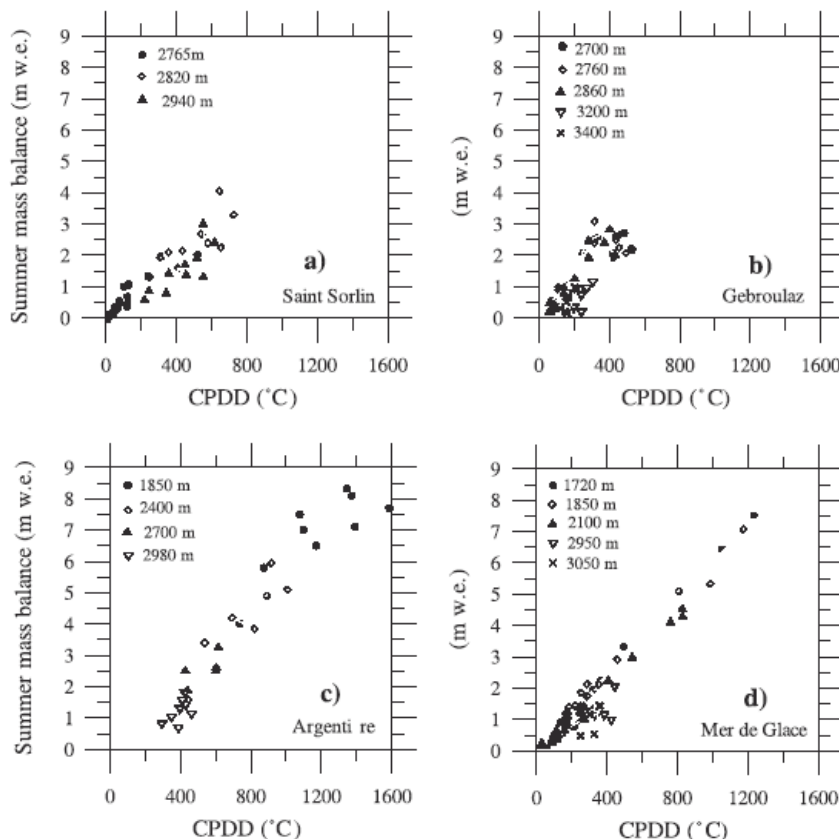


Figure 2. Observed summer mass balance versus cumulated positive degree-day (CPDD) sums. The meteorological stations used are Lyon for Saint Sorlin glacier and Chamonix for the other glaciers.

determined by reading the stakes. In our opinion, this is the only way to obtain reliable summer mass balance measurements in the accumulation zone. The visual stratigraphic method is only reliable in spring, before the winter snow is transformed. Starting in June, it is no longer possible to locate the lower boundary of the winter snowpack because of numerous ice layers that may be formed anywhere in the snowpack by percolation. (2) In the ablation zone, winter mass balances are measured by drilling and measuring the snow thickness above the ice. Annual mass balances are determined from stakes inserted in ice. The summer mass balance is then the difference between these two balance terms.

3. Results

3.1. Sensitivity of Summer Mass Balance to Temperature

[7] Measured summer mass balances have been compared to the cumulated positive degree-day (CPDD) calculated from valley meteorological data. For each observation site the CPDD is the cumulated temperature higher than 0°C obtained from valley measurements by applying a fixed lapse rate (temperature gradient with altitude) of $6^{\circ}\text{C km}^{-1}$. The meteorological station (Météo France data)

is Lyon (200 m asl) for the Saint Sorlin glacier and Chamonix (1000 m asl) for the Gébroulaz, Argentière, and Mer de Glace glaciers. The Lyon meteorological station may appear far from the Saint Sorlin glacier (120 km from Saint Sorlin, in the Rhone valley, at an elevation of 200 m asl, Figure 1), but temperature fluctuations have been shown to be well correlated over large areas [Böhm *et al.*, 2001]. Furthermore, Lyon summer temperatures have been checked using other meteorological stations [Vincent and Vallon, 1997].

[8] Figure 2 displays the ablation measurements at various altitudes as a function of CPDD for at least seven summers during the investigation period. The ablation measurements do not always cover the whole summer, but ablation and CPDD are always compared over the same time periods. The general trend revealed by Figure 2 is that ablation increases linearly with CPDD. Nevertheless, the large dispersion observed for ablation has several explanations depending on the site and the amount of winter precipitation:

1. On Argentière, at 1850 m asl, very different CPDD values (from 1000° to 1600°C) can lead to the same ablation (7.5 m w.e.), while on Mer de Glace, a linear relationship between ablation and CPDD is respected below 2500 m asl. This difference is due to the fact that the tongue of Mer de

Glacé is free of rock debris (in the vicinity of the measurement sites), and therefore, from one summer to another, surface conditions are homogeneous and equivalent leading to this linear relationship. On the other hand, on Argentière the tongue is covered by rock debris and therefore shows high spatial variations of albedo. The relationship between ablation and CPDD is strongly dependent on the local albedo and therefore on the location of the ablation stake which may slightly differ every summer.

2. At higher elevations (between 2700 and 3000 m asl) the large dispersion observed on each glacier is due to the fact that from one year to another, the winter snow layer disappears at a different time during the summer, according to the amount of winter precipitation. Therefore ablation is again not only dependent on temperature but also on the mean summer value of surface albedo, which is strongly affected by the amount of winter precipitation. The influence of albedo on the relationship between ablation and summer temperature has been thoroughly investigated in previous studies [Vincent and Vallon, 1997; Torinesi et al., 2002]. In the present study it was not possible to separate snow and ice ablation because this would have required measurements over the entire surface area of each glacier from May to September to determine when the winter snow vanishes and the ice surface emerges.

3. Above 3000 m asl, summer mass balances are low and weakly correlated with temperature. Actually, the ablation shown in Figure 2 is derived from stake measurements, assuming that summer solid precipitation is negligible. However, above 3000 m asl, this assumption is no longer valid explaining the weak correlation between summer mass balance and temperature.

4. Part of the dispersion in Figure 2 may also be explained by the different exposure of the ablation stakes. Although the general exposure of the measurement locations shown in Figure 2 is similar for these four glaciers, there are slight variations from northeast to northwest. The influence of exposure will be further discussed below.

[9] Figure 3 illustrates the link between ablation, temperature, and surface albedo on the Saint Sorlin glacier at an altitude of 2820 m, close to the mean equilibrium line. This plot is derived from Figure 2a and includes the ratios of observed snow ablation to observed total ablation. The relationship between CPDD and ablation is an empirical one. It is not a causality relationship, since both terms are distinct surface-energy balance results. Nevertheless, since high solar radiation and large-scale warm air temperature are usually related to clear weather, CPDD becomes higher when solar radiation increases. The influence of albedo on this relationship has been thoroughly investigated [Braithwaite, 1981; Vincent and Vallon, 1997] and the ablation measurements (snow and ice ablation) on numerous glaciers in the Alps show clearly that albedo largely affects this relationship. The relation shown in Figure 3 between ablation and temperature is not very good since temperature explains only 50% of the variance. Because of the influence of albedo, ice ablation is greater than snow ablation for the same cumulated temperature. Surface albedo is directly linked to the ratio of snow ablation to total ablation. By including this ratio in the correlation, 85%

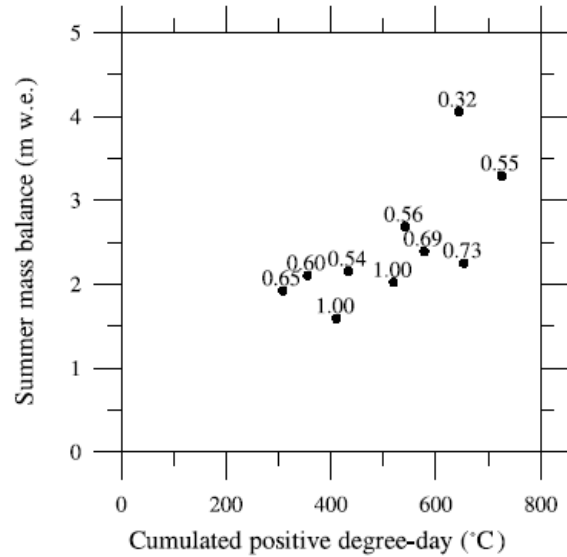


Figure 3. Saint Sorlin ablation as a function of cumulated positive temperatures. The values indicated beside the plotted points are the ratios of snow ablation to total ablation, which are related to the mean summer albedo. Temperature explains 50% of the ablation variance. Temperature together with the ratio of snow ablation to total ablation explains 85% of the variance.

of the variance can now be explained. Therefore the relationship between ablation and temperature is largely dependent on mean summer albedo, which is, in turn, directly related to winter mass balance. In addition, Figure 3 shows that the positive degree-day factor is close to $0.004 \text{ m w.e. } ^\circ\text{C}^{-1}$ when ablation only concerns snow, as was already deduced by Vincent and Vallon [1997] for the Sarennes glacier ($0.0038 \text{ m w.e. } ^\circ\text{C}^{-1}$), located 3 km from the Saint Sorlin glacier.

[10] From Figures 2 and 3 we can conclude that summer ablation is best correlated to temperature in the low-elevation regions of the glaciers free of rock debris (below 2000 m asl on Mer de Glace for example, Figure 2d). Indeed, since summer precipitation is always liquid at this altitude, and since the albedo pattern during the summer season does not change significantly from one year to another because the winter snow layer has already disappeared at the end of the winter, ablation is almost only related to temperature explaining this strong correlation. At higher altitudes the influence of albedo reduces this correlation. Therefore the best locations to study the sensitivity of ablation to temperature are in the low elevation zones of glaciers free of rock debris.

[11] Figure 4 displays the regression coefficients obtained from previous relationships between summer mass balance and CPDD. In order to show the influence of exposure on these results, sensitivity values for the Leschaux (north exposure) and Talèfre (south exposure) glaciers, which are branches of the Mer de Glace glacier, are also reported. Although these glaciers are less than 1 km away, the sensitivity to temperature is very different. This difference

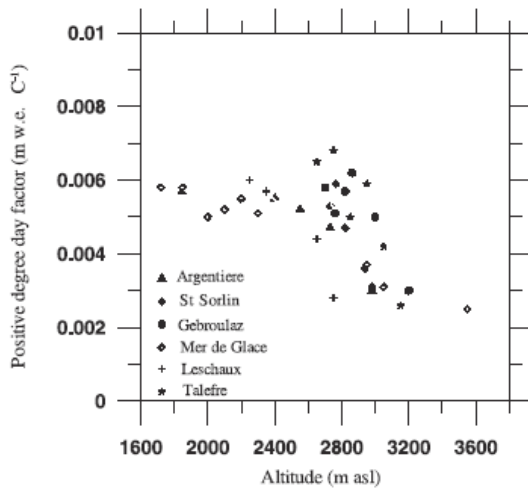


Figure 4. Regression coefficients between ablation and CPDD expressed in term of positive degree-day factor as a function of altitude.

is probably due to albedo feedback, i.e., as ablation is higher for south exposure, the mean summer value of surface albedo is lower, leading to greater ablation. Figure 4 shows that ablation sensitivity to temperature variations decreases strongly with elevation. It seems that dispersion is greater over the region close to the equilibrium line, where the albedo pattern can be very different from one year to another. In order to estimate ablation sensitivity to temperature variations over the whole summer period each degree-day factor has been multiplied by the mean number of days for which temperature is higher than 0°C at the observation elevation. This calculation has been made using the average temperatures of the Lyon meteorological station (Figure 5) and a fixed temperature gradient ($6^{\circ}\text{C km}^{-1}$). From Figure 5 it can be seen that daily temperatures are zero above 3600 m asl on the average. Results on annual ablation sensitivity with respect to altitude are shown in Figure 6 together with results from previous studies on the Argentiere glacier [Vallon et al., 1998] and a number of Swiss glaciers [Braithwaite and Zhang, 2000]. The previous results from Argentiere were underestimated as they were obtained from annual mass balance analyses instead of summer mass balance data. The results of Braithwaite and Zhang [2000] come from the tuning of a degree-day model, a method that has the following drawbacks:

1. The model parameters, i.e., degree-day factors, annual precipitation, and lapse rate, are adjusted with a tuning method in order to obtain the best overall agreement of the mass balance versus altitude relationship. However, as mentioned by Braithwaite and Zhang [2000], several different parameter sets can give the same mass balance results.

2. The comparison is made using the observed average annual mass balance, and it is not possible to assess whether summer mass balance simulations are relevant or not.

3. Meteorological data used are monthly values and the assumptions made to incorporate daily data in the degree-day model lead to large uncertainties.

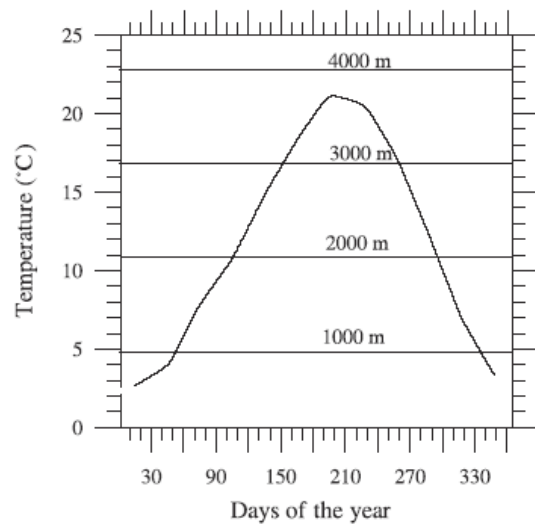


Figure 5. Mean daily temperature (1923–1999) at Lyon throughout the year. Horizontal lines show 0°C isotherm for corresponding altitude (1000, 2000, 3000, and 4000 m asl), with a fixed temperature gradient ($6^{\circ}\text{C km}^{-1}$).

[12] However, the results of Braithwaite and Zhang [2000] agree fairly well with those of the present study and the sensitivity decline with altitude is obvious. These results show that glacier mass balances are very sensitive in low-elevation regions. As a consequence, when studying climatic

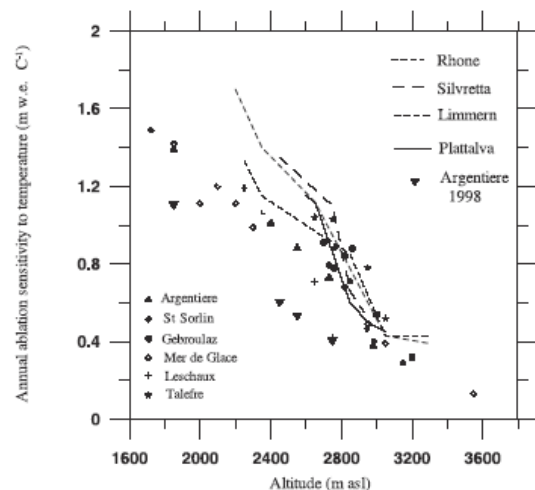


Figure 6. Summer ablation sensitivity to temperature as a function of altitude. These sensitivities have been obtained from degree-day factors (Figure 4) that have been multiplied by the mean number of days for which temperature is higher than 0°C at the observed elevation. Large inverse triangles come from a previous study [Vallon et al., 1998]. Dashed lines come from results over Swiss glaciers [Braithwaite and Zhang, 2000].

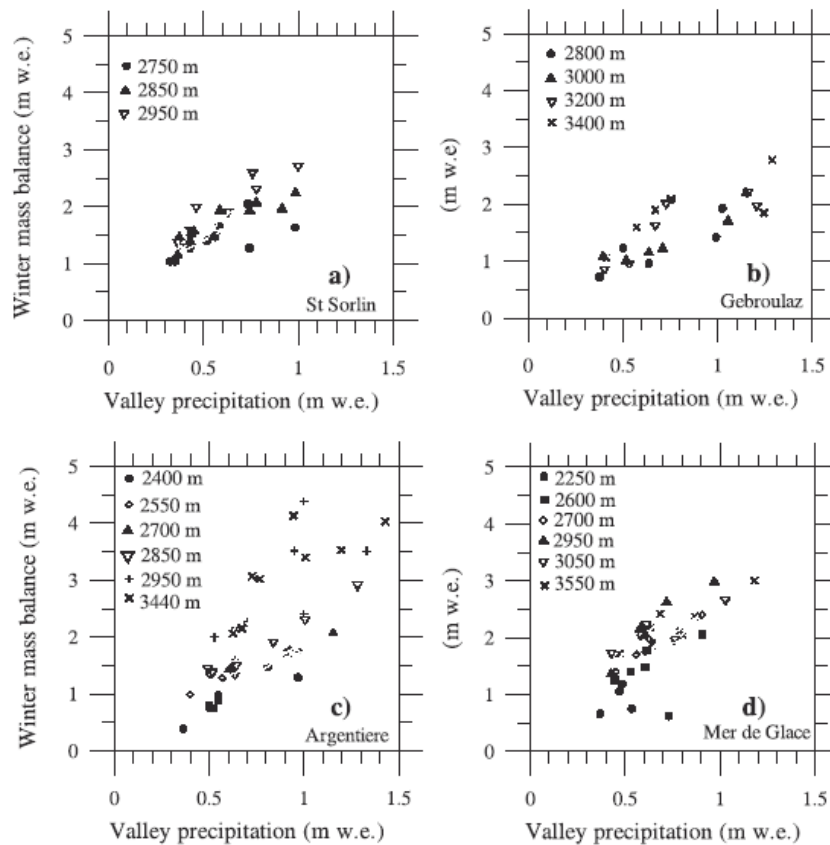


Figure 7. Winter glacier accumulation as a function of valley precipitation. Only days with precipitation and with temperatures below 0°C at the observation site are concerned. Meteorological data come from Besse for Saint Sorlin glacier and Chamonix for the other glaciers. It should be noticed that the temperature limit between rain and snow has been artificially set to 0°C . However, varying this value by a couple of degrees did not significantly change the results.

change, it is very important to observe summer mass balances in such regions.

3.2. Winter Mass Balance and Winter Precipitation

[13] Data on winter mass balance were collected from field measurements (drill cores) and plotted against valley winter precipitation observed over the same time intervals (Figure 7). The general trend shown by Figure 7 is that the winter mass balance increases considerably with the valley winter precipitation. The meteorological stations (Météo France data) used are Besse en Oisans for the Saint Sorlin glacier and Chamonix for the other glaciers. Besse en Oisans is a few kilometers from the Saint Sorlin glacier, at an elevation of 1400 m asl and Chamonix (1000 m asl) is a few kilometers from the Argentière and Mer de Glace glaciers and 60 km from the Gébroulaz glacier. Only precipitation at temperatures below freezing (at the observation elevation) is taken into account. On the other hand, rain is assumed to run off the glacier and not to contribute to the mass balance. Below 2400 m asl, no observations are reported (except for the Mer de Glace) because melting

during winter is by no means negligible. The only results reported under 2400 m asl (Figure 7d) show no relationship between valley precipitation and winter mass balance observed at 2250 m asl. Although melting is still possible above 2400 m asl between the beginning of October and the end of May, our field observations show that percolation water from surface melting is limited and freezes at depth within the winter snow cover before reaching the layer of ice or the previous winter snow layer.

[14] Figure 8 displays the ratio between winter mass balance and winter precipitation expressed as a function of elevation for each of the four glaciers. This ratio depends on the amount of precipitation measured at the meteorological station. As Chamonix precipitation is ~ 1.3 times Besse precipitation, the ratio observed over Saint Sorlin has been divided by 1.3. As a result, the ratios shown on Figure 8 are relative to Chamonix precipitation. The most striking feature of Figure 8 is the large difference between valley precipitation and winter accumulation observed on glaciers especially in high-elevation regions. Obviously, this pattern cannot be exclusively explained by orographic precipitation. In fact,

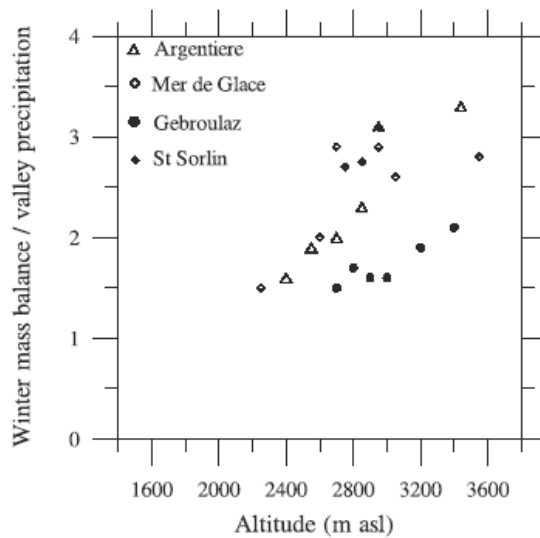


Figure 8. Winter accumulation to valley precipitation ratios as a function of altitude. Winter mass balance and valley precipitation are observed over the same time intervals (September to May).

accumulation is strongly influenced by the topography of the valley. Indeed, glaciers are generally surrounded by very steep nonglacial slopes which capture precipitation over a larger area than that the glacier itself. High accumulation values are due to downhill transportation and strong winds actions [Vincent et al., 1998]. This is especially visible in the accumulation zone of the Argentière glacier where winter accumulation can reach more than 3 times that of the valley. From this winter mass balance analysis we can conclude that the ratios between winter mass balance and winter valley precipitation are relatively constant with time for each altitude range (above 2400 m asl, Figure 7) but very different from one site to another depending on the topography of the englacial basin. This means that these relations cannot be applied to other glaciers. In our study these ratios will be used to reconstruct winter mass balances from meteorological data (next section).

3.3. Reconstruction of Mass Balances Over the 20th Century

[15] The topic of this section is the reconstruction of winter and summer mass balances of the four studied glaciers since the beginning of the 20th Century using both the relationships obtained previously with meteorological data (sections 3.1 and 3.2) and the volume variations determined from topographic measurements. Total cumulative mass balances have been calculated using old maps with elevation contours and recent geodetic measurements (large triangles on Figure 9). The old maps used are the following: (1) Map of the Saint Sorlin glacier published in 1905 by Flusin, Jacob, and Offner at 1/10000 scale; (2) map of the Gébroulaz glacier published in 1906 by Geographic army service, at 1/20000 scale; and (3) maps of the Argentière and Mer de Glace glaciers published between 1900 and 1905 by Henri, Joseph, and C. Vallot at 1/20000 scale.

[16] The accuracy of these maps is unknown, but it can be assumed that coordinates are accurate to within a few meters. The recent geodetic measurements are either topographic measurements or aerial photographs. Photogrammetric measurements have been performed by Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement of the French Centre National de la Recherche Scientifique (C. Vincent, unpublished data, 1999), using aerial photographs taken by French National Geographic Institute (IGN) since 1949 and Centre du Machinisme Agricole et du Génie Rural des Eaux et Forêts, Grenoble (CEMAGREF) since 1976. Photogrammetric measurements are accurate to within several meters (vertical and horizontal accuracy) for aerial photographs taken prior to 1970 and 1 m for photographs taken later. Furthermore, Saint Sorlin annual mass balances have been obtained directly since 1957 from field measurements using stakes and drill cores (small triangles on Figure 9a). These results have been thoroughly analyzed in a previous study [Vincent et al., 2000].

[17] With the help of the relationships found in sections 3.1 and 3.2, winter mass balance, summer mass balance, and annual mass balance have been reconstructed using hypsometric and meteorological data. Daily precipitation is available at Besse en Oisans since 1923, and at Bourg d'Oisans (a few kilometers from Besse, at an elevation of 700 m asl) between 1907 and 1989. Since these two meteorological data sets are very well correlated ($R = 0.93$), it is possible to complete Besse en Oisans series with those from Bourg-d'Oisans. Moreover, there is a strong correlation between Besse and Chamonix winter precipitation (a correlation coefficient of 0.89 and a regression coefficient of 1.3). As a consequence, Besse precipitation series have been used for every glacier (Chamonix meteorological data are not available prior to 1959). The temperature data used are from Lyon, as it offers the longest series available for this area. In this way, mass balance values have been calculated for each elevation interval (50 m) using the relationships deduced in the previous sections. Reconstructed cumulative specific net balances are shown in Figure 9 (solid line). Surface area changes over the century have been taken into account using the maps mentioned above. These changes have a nonnegligible effect on the reconstructed results. For instance, they lead to a 5 m w.e. difference for the Saint Sorlin cumulative specific net balance over the 1907–1999 period. It is therefore necessary to include this effect in the model. A linear representation appears to be sufficient. Small differences between parameter sets can result in large differences on the cumulative mass balance trend. For instance, a 10% change in precipitation leads to a 14 m w.e. cumulative mass balance difference for Saint Sorlin over the century. This means that the slope of the general trend is very sensitive to degree-day factors and coefficients used for precipitation. It would therefore be illusive to reconstruct cumulative mass balance in the past without topographic maps. In this study the goal is not to test model abilities to reconstruct mass balance but to obtain realistic results. In this way, parameters have been adjusted to match reconstructed mass balance with field measurements. The fitting was adjusted according to two criteria: a best fit to the measurements and a difference with these latter that did not exceed the accuracy for the maps made at the beginning of the 20th century. Although the overall trend is constrained by glacier volume variations

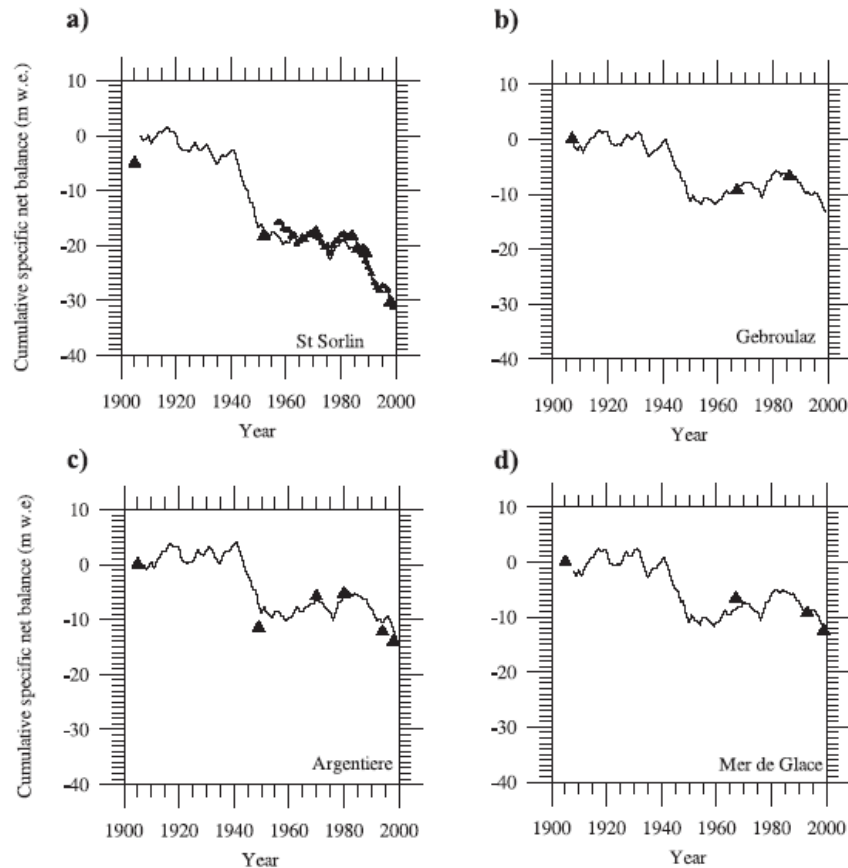


Figure 9. Cumulative specific net balance from reconstruction (solid line), from direct measurements (small triangles) and from maps (large triangles).

deduced from maps, the short-scale components, on the other hand, are driven by the meteorological signal. Note that trends for accumulation or ablation respectively are therefore not derived from meteorological data.

[18] The precipitation factors (ratios between winter mass balances and winter valley precipitation) are given in Figure 8. The degree-day factors are 0.0044 for snow and 0.0058 for ice. These factors were chosen on the basis of the Saint Sorlin study for which many field measurements are available. The factors obtained from section 3.1 (Figure 4) give roughly the same results, but not as good as those shown in Figure 9a. The meteorological data used for reconstruction are winter precipitation (October to May) and summer temperatures (May to September). The use of summer precipitation or winter temperatures does not result in any significant improvements.

4. Discussion

4.1. Cumulative Mass Balance and Sensitivity to Climate Change

[19] The cumulative mass balances of the Argentière, Mer de Glace, and Gébroulaz glaciers have declined only slightly over the 20th Century (by ~ 13 m w.e.) and have

been almost zero since 1950. This overall trend contrasts with large local changes observed on the tongues of these glaciers. For instance, the Mer de Glace glacier has thinned by more than 150 m at 1600 m asl since 1907. Above 3500 m, the thickness changes are close to zero.

[20] A model sensitivity analysis performed on the Saint Sorlin glacier, with mean meteorological data observed over the 1907–1999 period, shows that the glacier volume in 1907 remains constant if the summer temperature is 0.75°C lower than average observations or if winter precipitation is 20% higher than that observed. Although the response is not linear, this means that a 25–30% increase in precipitation could compensate for a 1°C temperature rise.

4.2. Equilibrium-Line Altitude Sensitivity to Temperature

[21] As can be seen in Figure 6, the sensitivity of ablation to temperature is ~ 1.4 m w.e. $^{\circ}\text{C}^{-1}$ at 1800 m asl and 0.5 m w.e. $^{\circ}\text{C}^{-1}$ close to the equilibrium-line altitude (ELA) (~ 2900 m asl). As the mass balance gradient with altitude is close to $0.7\text{--}0.8$ m w.e. $(100\text{ m})^{-1}$ [Haeberli and Hoelzle, 1995] the ELA sensitivity is $60\text{--}70$ m $^{\circ}\text{C}^{-1}$, half that of the results of a study on ELA change based on gridded climate variables [Greene *et al.*, 1999] on Swiss glaciers. A study

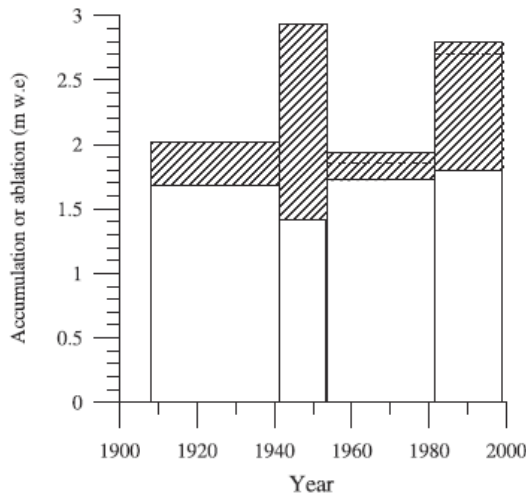


Figure 10. Reconstructed mean accumulation (white) and ablation (hatched, from zero) over four periods of the century, at an altitude of 2800 m on Saint Sorlin glacier. Dashed lines correspond to Sarennes ablation measurements [Valla and Piedallu, 1997].

based on accumulation-area ratio (AAR) changes between 1850 and 1973 [Maisch, 2000] provides an ELA sensitivity to temperature ($140 \text{ m}^\circ\text{C}^{-1}$) which also significantly differs from our results. However, it is probably unrealistic to use the accumulation-area ratio (AAR) method since it is based on the assumption that glaciers were in steady state in 1850 and in 1973 and that AAR is constant (equal to 0.67). As a result, the glacier retreat scenarios for the 21st Century predicted in Maisch's study are overestimated by a factor of 2.

4.3. Accumulation and Ablation Variations Over the 20th Century

[22] From Figure 9 it can be seen that the French glaciers lost mass mainly over two periods: 1942–1953 and 1982–1999. Thus the 20th Century has been subdivided into four periods (Figure 10) in order to determine the influence of climate on long-term mass balance trends. Mean accumulation rate and mean ablation rate have been determined at a fixed altitude (on the Saint Sorlin glacier at 2800 m asl) instead of over the entire surface area in order to avoid the influence of glacier surface area shrinkage over the century. This site (2800 m asl) was chosen because (1) energy balance measurements are available at this altitude on this glacier [Martin, 1975] (section 4.4) and (2) summer ablation observations are available on the Sarennes glacier [Valla and Piedallu, 1997] located 3 km from the Saint Sorlin glacier. The very sharp mass balance decline observed between 1942 and 1953 (Figure 9) can now be easily interpreted as the consequence of both increasing ablation and low precipitation. During this period the ablation was higher than that observed over the last 18 years. Part of this ablation can be due to a low albedo value linked to low accumulation rate. On the other hand, glacier advances observed between 1954 and 1981 are clearly related to low ablation values. Over the last period (1982–1999), ablation rises significantly and accu-

mulation increases slightly. Mean observed ablation on the Sarennes glacier [Valla and Piedallu, 1997] over these last two periods is shown in Figure 10 for the sake of comparison. A previous study [Vincent, 1995] shows that there is a very strong correlation between the observed annual mass balance of these two glaciers. Figure 10 shows that the calculated difference in ablation between 1954–1981 and 1982–1999 is in good agreement with observations at Sarennes. We can conclude that the reconstruction is reliable, at least since 1954.

[23] A statistical study has been performed on these reconstructed ablation rates: The Student t test reveals that for a 99% confidence interval, mean ablation values over each of these four periods are significantly different from the ablation averaged over the remaining period (t test higher than 2.58 for large samples). Interestingly, it is average values over the last period that show the greatest difference with respect to the remaining period (1907–1981) ($t = 4.21$ for a number of degrees of freedom equal to 30).

4.4. Consequences on Heat Budget Processes

[24] The purpose of this section is to estimate the magnitude of various climatic forcings capable of explaining the large ablation variations observed, in particular over the last 50 years. Indeed, the ablation increase between 1954–1981 (period 3) and 1982–1999 (period 4) is considerable (from 1.9 to 2.8 m w.e. yr^{-1} at 2800 m asl) (Figure 10). For the sake of comparison, the estimated mass balance difference between the last maximum of the Little Ice Age (i.e., 1800–1850) and the period 1970–1980 (for which glaciers were close to equilibrium state) ranges from 0.5 to 1 m w.e. yr^{-1} in the French Alps (C. Vincent, unpublished data, 1998). Here, we discuss the climatic changes that could explain the observed ablation increase of 0.9 m w.e. yr^{-1} from period 3 to period 4. As said in the previous section, this increase in ablation is supported by direct field measurements and cannot be questioned.

[25] The total summer ablation for each period can be converted into energy (Q) using the following equation, assuming that the ablation is due only to melting M (mm w.e. or kg m^{-2}) and that heat conduction into the ice or snow is negligible (temperate glaciers, i.e., at 0°C):

$$Q = ML_f \quad \text{J m}^{-2}, \quad (1)$$

where L_f is the latent heat of fusion ($L_f = 334,000 \text{ J kg}^{-1}$). This means that sublimation is considered to be negligible, which is supported by various energy balance studies conducted in wet alpine environments [e.g., Martin, 1975; Escher-Vetter, 1985; Plüss and Mazzoni, 1994]. The storage of heat in firn and ice is also neglected, as it has only a small effect on the annual mass balance for typical midlatitude alpine conditions [Greuell and Oerlemans, 1986]. The results are reported in Table 2. Comparing the periods 3 and 4, the energy difference is 284 MJ m^{-2} , which corresponds to 22 W m^{-2} taking into account the duration of the ablation periods reported in Table 2. These durations are calculated assuming that melting occurs only when the temperature is above 0°C (108 and 118 days for periods 3 and 4, respectively). The question remains as to which energy fluxes are responsible for this 44% increase in ablation.

Table 2. Snow and Ice Ablation at 2800 m asl (Saint Sorlin Glacier) and Energy Required for Melting for the Different Periods

	1907–1941 (Period 1)	1942–1953 (Period 2)	1954–1981 (Period 3)	1982–1999 (Period 4)
Snow ablation, m w.e. yr ⁻¹	1.46	1.36	1.50	1.76
Snow ablation period, days	90	69	88	84
Ice ablation, m w.e. yr ⁻¹	0.56	1.57	0.44	1.03
Ice ablation period, days	19	50	20	34
Energy required for total ablation, MJ m ⁻²	675	979	648	932
Over the ablation period, W m ⁻²	72	95	69	91
Energy coming from short wave radiation assuming that ablation is exclusively due to SW radiation, MJ m ⁻²	2262	2691	2249	2924
Over the ablation period, W m ⁻²	240	262	241	287

[26] To answer this question, we have to analyze each term of the surface energy balance, although the observed energy fluxes are not available over such a long period. Assuming that the heat supplied by precipitation is negligible, the energy balance for a melting snowpack may be written as [Oke, 1987]

$$Q = S_{\downarrow}(1 - \alpha) + L_{\downarrow} - L_{\uparrow} + H + LE \text{ W m}^{-2}, \quad (2)$$

where S_{\downarrow} is the incident short-wave (solar) radiation, α the short-wave albedo, L_{\downarrow} and L_{\uparrow} incoming and outgoing long-wave radiation, respectively, and H and LE the turbulent sensible and latent heat fluxes, respectively. Energy fluxes directed toward the surface are defined as positive and those directed away from the surface as negative. Since we consider the melting period, the outgoing longwave radiation is equal to 316 W m⁻², corresponding to the thermal emission of a black surface (emissivity 1) at 0°C and therefore does not change from one period to another. As a consequence, the increase of 22 W m⁻² in energy balance between 1954–1981 and 1982–1999 can be due only to $S_{\downarrow}(1 - \alpha)$, L_{\downarrow} , H , or LE , or a combination of these terms. Table 3 gives the values of these fluxes obtained from observations made in the Alps at similar altitudes, including the observations carried out on Saint Sorlin glacier [Martin, 1975].

[27] The short wave radiation balance $S_{\downarrow}(1 - \alpha)$ depends on the incident solar radiation and albedo. Positive feedback is significant because when S_{\downarrow} increases, ablation rises, thus decreasing the albedo and further increasing the ablation. Since the ablation season of period 4 is characterized by higher ice ablation compared to period 3 (Table 2), the mean summer albedo is lower. We performed a simple sensitivity test assuming that the right-hand side of equation (2) is reduced to $S_{\downarrow}(1 - \alpha)$. With snow albedo and ice albedo values

of 0.75 and 0.4, respectively, it was possible to calculate the incident short wave radiation necessary to explain the ablation of periods 3 and 4 (Table 2). The absolute values obtained for S_{\downarrow} for this test are not unrealistic compared to values from the literature (Table 3). Therefore a 19% increase in incident solar radiation may be sufficient to explain the 44% increase in ablation. Nevertheless, S_{\downarrow} is not the only term of the energy balance to increase. In conclusion, a limited increase in incident solar radiation, probably due to decreased cloudiness [Rossow and Schiffer, 1999], could be responsible for a large part of the ablation rise, but no direct observations or measurements let us conclude as to the real magnitude of this flux.

[28] Considering long wave radiation, L_{\downarrow} strongly depends on the properties of the lowest atmospheric layers and the cloud cover. It can be calculated from various empirical formulae such as that of Brutsaert [1975, 1982]:

$$L_{\downarrow} = \left[1.24(e/T)^{1/7} \right] (1 + 0.22C^2) \sigma T^4 \text{ W m}^{-2}, \quad (3)$$

where e is the vapour pressure (hPa), T the air temperature (K), C the cloudiness (in tenths), $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$, the Stephan-Boltzmann constant. The magnitude of L_{\downarrow} is close to 280 W m⁻² (Table 3) and does not totally compensate for the energy lost by the longwave outgoing radiation. A large increase in L_{\downarrow} could be triggered by an increase in cloudiness, but this would be overcompensated by a much larger decrease in input of solar radiation [Hastenrath and Kruss, 1992]. The effect of temperature rise on L_{\downarrow} between periods 3 and 4 can be estimated using equation (3): the observed regional air temperature increase of 0.8°C [Böhm et al., 2001] corresponds to a rise of 3 W m⁻² for L_{\downarrow} . The effect of atmospheric humidity is weak (less than 2 or 3 W m⁻²) since the sensitivity of L_{\downarrow} to

Table 3. Energy Fluxes Observed in the Alps

Glacier Altitude Period of Observations	Incident Short-Wave (Solar) Radiation S_{\downarrow} , W m ⁻²	Incoming Long-Wave Radiation L_{\downarrow} , W m ⁻²	Sensible Heat Flux H , W m ⁻²	Latent Heat Flux LE , W m ⁻²	Sources
Vergnagtferner (Austria) 2940 m August, September 1982	245	297	23	4	Escher-Vetter [1985], Hoinkes [1955]
Hintereisferner (Austria) 2960 m July, August 1971	281	276	32	-3	Ohmura et al. [1992]
Rhonegletscher (Switzerland) 2820 m August, September 1982	292	263	81	-2	Ohmura et al. [1992]
Saint Sorlin (France) 2700 m August 1969			24	-3	Martin [1975]
Pasterze (Austria) 2310 m June, July, August 1994	267	299			Greuell et al. [1997]

Table 4. Possible Contribution of Each Term of the Energy Balance to the 0.9 m w.e. yr^{-1} Difference in Ablation Between 1954–1981 and 1982–1999

Energy Balance Terms	Energy Difference, W m^{-2}	Possible Cause
$S_{\downarrow}(1-\alpha)$	0–22	reduced cloudiness
L_{\downarrow}	3–6	temperature increase of 0.8°C
H	10	temperature increase of 0.8°C
LE	0	
Q	22	

vapour pressure increase is equal to $3.2 \text{ W m}^{-2} \text{ hPa}^{-1}$ [Brutsaert, 1982].

[29] After net all-wave radiation, the second most important flux of the energy balance is the turbulent sensible heat transfer. In alpine environments, H ranges from negligible (over high-elevation zones) to equal in importance to net radiation [e.g., La Casinière, 1974; Escher-Vetter, 1985; Van de Wall et al., 1992; Plüss and Mazzoni, 1994; Arnold et al., 1996; Greuell et al., 1997]. For Saint Sorlin glacier, Martin [1975] showed that during 11 days of the ablation period, at 2700 m asl, the contribution of net all-wave radiation and sensible heat flux were equal (24 W m^{-2}). H is proportional to the difference between air temperature and the surface temperature assumed to be zero when surface melting occurs [Bamber, 2002]. Therefore the 0.8°C rise in summer temperature observed between period 3 and period 4 could account for a 10 W m^{-2} rise in sensible heat flux (taking an approximate value for T of 2°C at 2800 m asl between May and September).

[30] Compared to the other fluxes, LE is always negligible and positive or negative contribution is possible depending on the dewpoint of the air. Consequently, it cannot explain the large increase of energy balance observed between the two periods 3 and 4 (Table 3). A probable increase of specific humidity might result in a slight increase in the latent heat flux that means a reduced sublimation and more condensation at the glacier surface. In any case, LE remains too small to have any major effect on the ablation difference.

[31] Table 4 summarizes the possible contribution of each term of the energy balance to the 0.9 m w.e. yr^{-1} difference in ablation from period 3 to period 4 corresponding to an energy difference of 22 W m^{-2} . In conclusion, the air temperature increase of 0.8°C between the two periods is responsible for $13\text{--}16 \text{ W m}^{-2}$ of the energy difference for ablation through the turbulent sensible heat flux and the incoming long wave radiation. An extra $6\text{--}9 \text{ W m}^{-2}$ might be explained by an increase of incident solar radiation probably due to reduced cloudiness. Although the error in these results is large, we can nevertheless conclude that the temperature rise between the two periods is by far the most important cause of the large difference in ablation.

5. Conclusion

[32] Winter and summer mass balance observations since 1993 on four French glaciers between 1600 and 3600 m asl have been used to quantify mass balance sensitivity to climatic variations. As shown in previous studies, mass balance sensitivity to temperature decreases with altitude.

The sensitivity of summer ablation to temperature is equal to $0.5 \text{ m w.e. } ^{\circ}\text{C}^{-1}$ close to the equilibrium-line altitude (2900 m asl). As a consequence, the sensitivity of equilibrium line altitude to temperature is $60\text{--}70 \text{ m } ^{\circ}\text{C}^{-1}$, half that of the results found in the literature. Therefore the alpine glacier retreat scenarios for the 21st Century have been largely overestimated. In addition, the strongest correlations between ablation and temperature have been found over the low elevation areas where snow ablation is less than 10% of total ablation. For climatic purposes this is the best area for the determination of surface energy exchange variations from ablation measurements. A small change, hardly visible from temperature observations in the valley, can be detected easily from observed ablation, in particular because ablation measurements cumulate energy exchange effects.

[33] Results on winter mass balance show an unexpected pattern: winter accumulation is extremely high over high-elevation regions and very dependent on basin shapes. The contribution from surrounding steep non-glacial slopes is very important and explains why the ratio between accumulation observed on glaciers and valley precipitation may be up to 3 above 3000 m asl. This ratio may differ considerably from one glacier to another.

[34] Mass balances have been reconstructed from meteorological data. These reconstructions are constrained by several geodetic measurements (maps) available for these glaciers. In addition, the reconstruction of Saint Sorlin glacier is consistent with direct mass balance observations carried out since 1957. It appears that glaciers lost mass mainly during the forties and also since 1982. According to these main trends the 20th Century can be divided into four periods. Over the two last periods (1954–1981 and 1982–1999), we have calculated that at 2800 m asl, the mean ablation rate rose by 44%, from 1.9 to $2.8 \text{ m w.e. yr}^{-1}$. This large rise is in agreement with the ablation increase observed on the Sarennes glacier, 3 km away. This means that the energy balance increases by 284 MJ m^{-2} or by 22 W m^{-2} , taking into account the duration of the ablation periods. From the energy balance analysis we can conclude that the air temperature increase explains more than 60% of this ablation rise.

[35] This study highlights the strong and direct relationship between mass balance fluctuations of glaciers and climate changes. To assess this relationship and to investigate long-term climate trends, it is necessary to measure both winter and summer mass balance over a long period. Moreover, since albedo is a key parameter of the energy balance, a continuous monitoring of this parameter would greatly improve our understanding of this relationship. A simple method would be to perform regular stake measurements throughout the summer when winter snow disappears on the glacier surface. Regular aerial photographs throughout the summer may even be sufficient to determine the date of this surface change and thus the rates of snow ablation and ice ablation.

[36] **Acknowledgments.** We would like to thank all those who collected data from field measurements on these glaciers. As for Argentière glacier observations, the work was supported by the Emosson S.A. hydro-electric company (La Batière–Switzerland). As for Gébroulaz glacier observations, the work was supported by Le Parc National de la Vanoise. This study has been funded by Observatoire des Sciences de l'Univers de

Grenoble (OSUG) and, over the last 3 years, by European contract ENV4-CT095-0124, "Sea Level and Climatic Change." We are deeply indebted to Patrick Wagnon and Emmanuel Le Meur for their extensive comments that improved this paper. We are grateful to the anonymous reviewers whose comments significantly improved the quality of the manuscript.

References

- Arnold, N. S., I. C. Willis, M. J. Sharp, K. S. Richards, and W. J. Lawson, A distributed surface energy-balance model for a small valley glacier, I. Development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Valais, Switzerland, *J. Glaciol.*, 42, 77–89, 1996.
- Bamber, J., *Mass Balance of the Cryosphere: Observations and Modelling of Contemporary and Future Changes*, Cambridge Univ. Press, New York, in press, 2002.
- Bintaja, R., S. Jonsson, and W. H. Knap, The annual cycle of the surface energy balance of Antarctic blue ice, *J. Geophys. Res.*, 102, 1867–1881, 1997.
- Böhm, R., I. Auer, M. Brunetti, M. Maugeri, T. Nanni, and W. Schönner, Regional temperature variability in the European Alps 1760–1998, *Int. J. Climatol.*, 21, 1779–1801, 2001.
- Braithwaite, R. J., On glacier energy balance, ablation and air temperature, *J. Glaciol.*, 27, 381–391, 1981.
- Braithwaite, R. J., and Y. Zhang, Sensitivity of mass balance of five Swiss glaciers to temperature changes assessed by tuning a degree-day model, *J. Glaciol.*, 46, 7–14, 2000.
- Brutsaert, W., *Evaporation Into the Atmosphere*, 299 pp., D. Reidel, Norwell, Mass., 1982.
- Brutsaert, W., On a derivable formula for a long-wave radiation from clear skies, *Water Resour. Res.*, 11(5), 742–744, 1975.
- Dyrugorov, M. B., and M. F. Meier, Analysis of winter and summer glacier mass balances, *Geogr. Ann.*, 81A, 541–554, 1999.
- Escher-Vetter, H., Energy balance calculations for the ablation period 1982 at Vernagtferner, Oetzal Alps, *Ann. Glaciol.*, 6, 158–160, 1985.
- Greene, A. M., W. S. Broecker, and D. Rind, Swiss glacier recession since the Little Ice Age: Reconciliation with climate records, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 1909–1912, 1999.
- Gregory, J. M., and J. Oerlemans, Simulated future sea-level rise due to glacier melt based on regionally and seasonally resolved temperature changes, *Nature*, 391, 474–476, 1998.
- Greuell, W., and J. Oerlemans, Sensitivity studies with a mass balance model including temperature profile calculations inside the glacier, *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 22, 101–124, 1986.
- Greuell, W., W. Knap, and P. C. Smeets, Elevational changes in meteorological variables along a mid-latitude glacier during summer, *J. Geophys. Res.*, 102, 25941–25954, 1997.
- Haeblerli, W., Glacier fluctuations and climate change detection, *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 18, 191–199, 1995.
- Haeblerli, W., and M. Hoelzle (Compilers), *Fluctuations of Glaciers, 1985–1990*, vol. VI, UNESCO, Paris, 1993.
- Haeblerli, W., and M. Hoelzle, Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: A pilot study with the European Alps, *Ann. Glaciol.*, 21, 206–212, 1995.
- Hastenrath, S., and P. D. Kruss, The dramatic retreat of Mount Kenya's glaciers between 1963 and 1987: Greenhouse forcing, *Ann. Glaciol.*, 16, 127–133, 1992.
- Hoinkes, H., Measurements of ablation and heat balance on Alpine glaciers, *J. Glaciol.*, 2, 497–501, 1955.
- La Casinière, A. C., Heat exchange over a melting snow surface, *J. Glaciol.*, 13, 55–72, 1974.
- Maisch, M., The long-term signal of climate change in the Swiss Alps: Glacier retreat since the end of the Little Ice Age and future ice decay scenarios, *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 23, 139–151, 2000.
- Martin, S., Wind regimes and heat exchange on glacier de Saint Sorlin, *J. Glaciol.*, 14, 91–105, 1975.
- Martin, S., Analyse et reconstitution de la série des bilans annuels du Glacier de Sarennes, sa relation avec les fluctuations du niveau de trois glaciers du Massif du Mont-Blanc (Bossons, Argentière, Mer de Glace), *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 13(1–2), 127–153, 1977.
- Meier, M. F., Contribution of small glaciers to global sea-level, *Science*, 226(4681), 1418–1421, 1984.
- Oerlemans, J., Glaciers as indicators of a carbon dioxide warming, *Nature*, 320, 607–609, 1986.
- Oerlemans, J., and J. P. F. Fortuin, Sensitivity of glaciers and small ice caps to greenhouse warming, *Science*, 258, 115–117, 1992.
- Oerlemans, J., Analysis of a 3 year meteorological record from the ablation zone of Mortenstschgletscher, Switzerland: Energy and mass balance, *J. Glaciol.*, 46, 571–579, 2000.
- Ohmura, A., P. Kasser, and M. Funk, Climate at the equilibrium line of glaciers, *J. Glaciol.*, 38, 397–411, 1992.
- Oke, T. R., *Boundary Layer Climates*, 2nd ed., 435 pp., Routledge, New York, 1987.
- Paterson, W. S. B., *The Physics of Glaciers*, 3rd ed., Elsevier Sci., New York, 1994.
- Plüss, C., and R. Mazzoni, The role of turbulent heat fluxes in the energy balance of high alpine snow cover, *Nord. Hydrol.*, 25, 25–38, 1994.
- Rossow, W. B., and R. A. Shiffer, Advances in understanding clouds from ISCCP, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 80, 2261–2287, 1999.
- Torinesi, O., A. Letreguilly, and F. Valla, Century reconstruction of the mass balance of glacier de Sarennes (French Alps), *J. Glaciol.*, in press, 2002.
- Valla, F., and C. Piedallu, Volumetric variations of the Glacier de Sarennes, French Alps, during the last two centuries, *Ann. Glaciol.*, 24, 361–366, 1997.
- Vallon, M., C. Vincent, and L. Reynaud, Altitudinal gradient of mass balance sensitivity to climatic change from 18 years of observations on glacier d'Argentière, France, *J. Glaciol.*, 44, 93–96, 1998.
- van de Wall, R. S. W., J. Oerlemans, and J. C. Van der Hage, A study of ablation variations on the tongue of Hintereisferner, Austrian Alps, *J. Glaciol.*, 38(130), 319–324, 1992.
- Vincent, C., 38 ans de bilans de masse (1956–1994) sur 2 glaciers du Massif des Grandes Rousses (France), *Nimbus, Soc. Meteorol. Subalpina*, 8, 15–18, 1995.
- Vincent, C., and M. Vallon, Meteorological controls on glacier mass balance: Empirical relations suggested by measurements on glacier de Sarennes, France, *J. Glaciol.*, 43, 131–137, 1997.
- Vincent, C., M. Vallon, J. F. Pinglot, M. Funk, and L. Reynaud, Snow accumulation and ice flow at Dôme du Gouter (4300 m), Mont Blanc, French Alps, *J. Glaciol.*, 43, 513–521, 1997. (Erratum, *J. Glaciol.*, 44, 194, 1998.)
- Vincent, C., M. Vallon, L. Reynaud, and E. Le Meur, Dynamic behaviour analysis of glacier de Saint Sorlin, France, from 40 years of observations, 1957–1997, *J. Glaciol.*, 46, 499–506, 2000.
- Wagnon, P., P. Ribstein, B. Francou, and B. Pouyaud, Annual cycle of energy balance of Zongo glacier, Cordillera Real, Bolivia, *J. Geophys. Res.*, 104, 3907–3923, 1999.
- Zuo, Z., and J. Oerlemans, Contribution of glacier melt to sea-level rise since AD 1865: A regionally differentiated calculation, *Clim. Dyn.*, 13, 835–845, 1997.

C. Vincent, Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement du CNRS (associé à l'Université Joseph Fourier), 54 rue Molère, BP 96, 38402 Saint Martin d'Hères Cedex, France. (vincent@glaciog.uyf-grenoble.fr)

II. 2.3 Discussions et conclusions

Les bilans cumulés sur le 20ème siècle (figure 9 de l'article précédent) montrent des évolutions très différentes d'un glacier à l'autre : les glaciers d'Argentière, de la Mer de Glace et de Gébroulaz ont perdu environ 13 m d'eau entre 1907 et 1999, alors que le glacier de Saint Sorlin a perdu 31 m d'eau au cours de la même période (entre 1907 et 2008, les bilans cumulés sont de -24 et -47 m d'eau respectivement). Des tests de sensibilité réalisés sur le glacier de Saint Sorlin à l'aide des précipitations et températures moyennes de 1907-1999 montrent que le volume du glacier en 1907 serait resté constant avec des températures moyennes estivales (mai-septembre) inférieures de 0.75°C aux températures observées ou avec des précipitations hivernales (octobre-avril) supérieures de 20 % aux précipitations observées. Bien que la réponse ne soit pas linéaire, on peut dire que 25 à 30% de précipitations supplémentaires peuvent compenser une élévation de température de 1°C .

La figure 9 de l'article précédent indique que la décroissance des glaciers n'est pas du tout uniforme au cours du 20ème siècle ; deux périodes de fortes décroissances caractérisent ce siècle: 1942-1953 et 1982-99 (cette dernière se prolonge jusqu'en 2008, comme nous l'avons vu dans le premier chapitre). La forte décrue de la décennie 1940 est la conséquence d'hivers peu enneigés et d'une importante fusion estivale. Au cours de cette période, l'ablation estivale était plus élevée que celle enregistrée au cours des années 1982-1999. Une partie de cette ablation est imputable à la diminution de l'albédo de surface. Au contraire, l'avance de la plupart des glaciers alpins observée entre 1954 et 1981 est clairement liée aux faibles valeurs d'ablation. Sur la période (1982-1999), la fusion estivale augmente très significativement et l'accumulation hivernale augmente légèrement. Ainsi, l'ablation estivale a augmenté de 44% (de 1.9 m à 2.8 m d'eau) à 2800 m d'altitude entre 1954-1981 et 1982-1999. A titre de comparaison, la différence de bilan de masse annuel estimée entre le dernier maximum du Petit Age de Glace (1800-1850) et la période 1970-1980 est comprise entre 0.5 et 1 m d'eau/an pour les glaciers des Alpes françaises (Vincent, non publié). Cette augmentation considérable de la fusion estivale au cours des 20 dernières années indique une variation du bilan d'énergie en surface de 284 MJ/m^2 (ou de 22 W/m^2 sur la durée de la période estivale). Nous verrons dans la section suivante qu'elle s'est amplifiée jusqu'en 2008. L'analyse des bilans d'énergie montre que l'augmentation de 22 W/m^2 des bilans d'énergie entre 1954-81 et 1982-99 peut être due soit à une variation du bilan des radiations courtes longueurs d'onde, soit à une variation des radiations grandes longueurs d'onde incidentes, soit à une variation du flux de chaleur sensible ou à une combinaison de ces trois termes (Ohmura, 2001 ; Sicart et al., 2008). L'augmentation de la température de l'air d'environ 0.8°C sur cette période dans les Alpes pourrait expliquer plus de 60% de la fonte supplémentaire, à travers les changements du flux de chaleur sensible et la variation des radiations grandes longueurs d'onde incidentes. L'élévation du bilan des radiations des courtes longueurs d'onde, influencé par une forte rétroaction de l'albédo de surface, pourrait également expliquer une large part de l'ablation supplémentaire. Elle pourrait provenir d'une diminution de la nébulosité dans les Alpes au cours des 20 dernières années, ce qui reste à vérifier. Des études sur les variations des flux radiatifs parvenant au sol montrent que ces flux ont augmenté au cours des 25 dernières années dans l'hémisphère Nord (Wild et al., 2005; Wild et al, 2009). Ces études tendent à corroborer notre analyse.

II.3 Analyse de l'ablation des 25 dernières années et de son origine climatique

II.3. 1 Introduction

L'analyse qui suit est basée uniquement sur des observations. Avec des collègues suisses du VAW de Zürich, nous avons cherché à comparer et analyser les plus longues séries d'observations disponibles relatives aux bilans de masse des glaciers des Alpes autrichiennes, suisses et françaises. Celles qui ont plus de cinquante ans sont peu nombreuses. Dans l'article qui suit, nous avons comparé les séries de Hintereisferner (Autriche), Aletsch et Clariden (Suisse), Saint Sorlin et Sarennes (France). Les bilans de masse cumulés représentent la perte de masse de chacun de ces glaciers en lame d'eau équivalente. Les observations de bilans de masse de ces glaciers proviennent soit de mesures de terrain issues de carottages et de mesures de balises d'ablation, soit de restitutions photogrammétriques réalisées à l'aide de clichés aériens calibrés. Ces mesures photogrammétriques permettent de valider les observations directes de bilans de masse de surface. La série d'observations du glacier de Clariden, en Suisse, est unique car elle débute en 1914 et concerne les bilans hivernaux et les bilans estivaux. Bien que les observations aient été réalisées sur 2 sites du glacier, c'est la série la plus longue et la plus complète de bilans de masse observés sur la planète. Les autres séries de bilans de masse commencent dans les années 40 : Storglaciären en Suède à partir de 1945, Storbreen en Norvège, en 1946, Sarennes en 1949, etc....).

A partir de l'analyse des données de bilans de masse des glaciers alpins, nous avons mis en évidence un signal commun à travers l'ensemble de la chaîne alpine. Nous avons cherché les causes climatiques de ce signal. Les deux séries d'observations du glacier de Clariden et de Sarennes, relatives aux bilans de masse hivernaux et estivaux, ont permis d'identifier parfaitement l'origine de la très forte diminution des glaciers depuis 1982 visible sur l'ensemble des glaciers alpins et de traduire cette augmentation de l'ablation en termes de flux d'énergie.

II.3.2 L'ablation de glace comme preuve du changement du climat au cours du 20^{ème} siècle.

Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th century

C. Vincent,¹ G. Kappenberger,² F. Valla,³ A. Bauder,⁴ M. Funk,⁴ and E. Le Meur¹

Received 12 June 2003; revised 29 October 2003; accepted 18 November 2003; published 22 May 2004.

[1] Over fifty years of cumulative annual mass balance data for several glaciers in the Alps shows similar fluctuations which seem to provide evidence of a common climatic signal. Separate winter and summer mass balance measurements from the Claridenfirn (glacier in Switzerland) since 1914 and the Sarennes glacier (France) since 1949 show that (1) the annual mass balance is primarily driven by the summer mass balance term and (2) melting rate variations with time are very similar for these two glaciers located 290 km apart. The increase in the ablation rate of 0.5 cm w.e. day⁻¹ between the two periods 1954–1981 and 1982–2002 over these two glaciers corresponds to a 20 Wm⁻² rise in the energy flux at the glacier surface. These results suggest that a common summer melting rate change may have affected the Alps as a whole. Detailed observations on the Sarennes glacier show that the origin of this strong increase in summer ablation since 1982 is not only a rise in the summer melting rate, but also an increase in the ablation period during the months of September and October. **INDEX TERMS:** 1620 Global Change: Climate dynamics (3309); 1827 Hydrology: Glaciology (1863); 1863 Hydrology: Snow and ice (1827); 3309 Meteorology and Atmospheric Dynamics: Climatology (1620); **KEYWORDS:** glacier, climate signal, mass balance

Citation: Vincent, C., G. Kappenberger, F. Valla, A. Bauder, M. Funk, and E. Le Meur (2004), Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th century, *J. Geophys. Res.*, 109, D10104, doi:10.1029/2003JD003857.

1. Introduction

[2] Mountain glaciers are widely recognized as excellent indicators of climate change over recent centuries [e.g., IPCC, 2001; Oerlemans, 1986; Oerlemans and Fortuin, 1992; Haeberli, 1995]. In particular, glacier mass variations can be used to assess climate warming over the 20th century and possible anthropogenic influences. Unfortunately, available data becomes sparser as we go back in time. Documentation over the last few centuries is only available through snout position observations and with a limited number of glaciers worldwide [Oerlemans et al., 1998]. In spite of this limited knowledge of past glacier fluctuations, available data nevertheless reflects the changes of the Little Ice Age and shows that glaciers have been retreating since the middle of the 19th century. As an illustration, snout fluctuations over the last four centuries are shown in Figure 1 for four glaciers in the Alps. As for the Mont-Blanc area (Mer de Glace, Argentière and Bossons glaciers) and for the Bernese Alps (Unterer Grindelwaldgletscher), snout positions be-

fore 1870 were deduced from paintings and historical written reports on damage caused by glacier advances [Mougin, 1912; Zumbühl et al., 1983; Schmeits and Oerlemans, 1997]. These data as well as data from other locations in the Alps [Haeberli et al., 2002; Grove, 2001], show that between the end of the 16th century and the middle of the 19th century alpine glaciers were generally 0.8 to 1.6 km longer than now and that the major retreat took place during the 20th century. Moreover, the changes that took place during the Little Ice Age are recorded in most of the world's mountainous regions [Grove, 1988] even though this period is not always visible on temperature series reconstructed over the past 1000 years [e.g., Mann et al., 1998; Jones et al., 1998; Crowley, 2000].

[3] Figure 1 points out significant trends in glacier length fluctuations over the past four centuries. However, these length variations cannot be directly interpreted in terms of climate change for the following main reasons: (1) snout positions are the result of complex ice flow dynamics which depend on climatic forcing over several previous decades [Paterson, 1994], (2) the dynamic response time of snouts is related to the size of the glacier, its geometry and other dynamic parameters, resulting in differences from one glacier to another [Nye, 1965; Johannesson, 1989]. For these reasons, high frequency fluctuations observed over the 20th century are not synchronous and not always visible for all glaciers, as can be seen in Figure 1. Conversely, mass balance fluctuations are direct climatic indicators as they directly record solid precipitation in the form of winter

¹Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, Centre National de la Recherche Scientifique, Saint Martin d'Hères, France.

²Meteo Swiss, Locarno Monti, Switzerland.

³Centre Etude du Machinisme Agricole et du Génie Rural des Eaux et Forêts, Saint Martin d'Hères, France.

⁴Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Zurich, Switzerland.

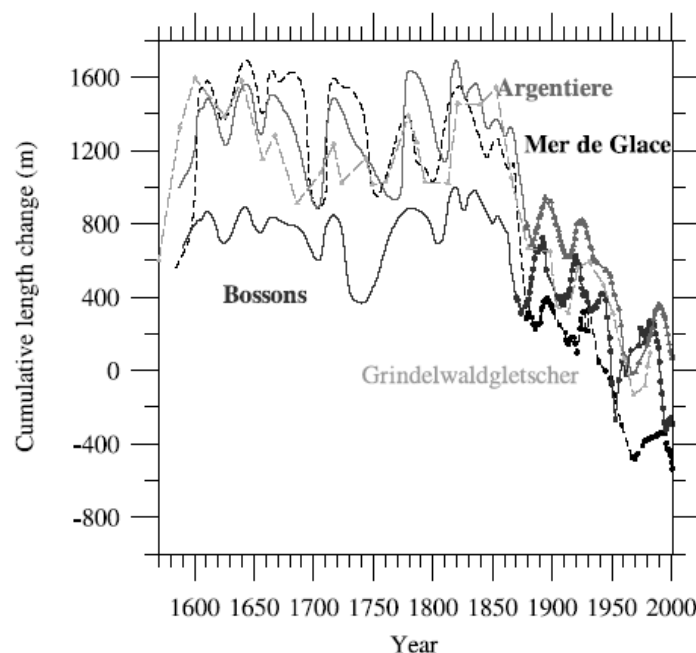


Figure 1. Front fluctuations of four glaciers in the Alps. See color version of this figure at back of this issue.

mass balance and surface energy fluxes via summer ablation [Oerlemans, 1993, 2001; Brathwaite, 1981]. Indeed, since most glaciers in the Alps are temperate (i.e., close to the pressure melting point [Paterson, 1994, p. 215]), the excess energy flux at the glacier surface in summer serves mainly for melting and is therefore recorded in the form of a mass change. Moreover, a previous study [Vincent, 2002] has shown that (1) in the Alps, winter mass balance fluctuations are essentially dependent on winter precipitation and summer mass balance fluctuations are strongly related to summer temperatures and (2) as a consequence, it is necessary to measure both winter and summer mass balance terms over a sufficiently long period to investigate long-term climate trends.

[4] Throughout the world, 10 continuous direct annual mass balance series go back beyond 1960 [Haeberli et al., 1998]. Unfortunately, precise knowledge of the two separate mass balance terms is generally available only through relatively recent measurements [Dyurgerov and Meier, 1999; Dyurgerov, 2002]. As for the Alps, there are only two data series for which these separate terms are known for more than 50 years. They come from two glaciers located 290 km apart. The main objective of this paper is to use these two long mass balance series to investigate the possibility of a common climatic signal throughout the Alps. This paper will first describe the available data (section 2). Second, the overall mass balance variations since the beginning of the 20th century will be compared for four selected glaciers in the Alps (section 3), revealing common fluctuations of these cumulative annual mass balances. Then, the origin of these common fluctuations will be studied through detailed analysis of winter and

summer mass balance terms observed from the two oldest series in the Alps (section 4). Finally, the very high melting rate observed over the last 20 years will be analyzed in detail (section 5).

2. Description of Available Data

[5] In the Alps, the oldest mass balance series performed on the entire glaciated surface are for the Sarennes (1949), Hintereisferner (1953), Kesselwandferner (1953), Saint Sorlin (1957) and Sonnblickees (1959) glaciers. These annual mass balances are obtained from stakes inserted in ice in the ablation area and from drilled cores in the accumulation zone. Total cumulative annual mass balances of the Sarennes and Saint Sorlin glaciers have been extended to cover the entire 20th century using old maps with elevation contours and recent geodetic measurements [Vincent et al., 2000; Vincent, 2002; Torinesi et al., 2002]. For the Aletsch glacier, annual mass balances have been obtained since 1923 by an indirect method using hydrological data [Aellen and Funk, 1990; Müller-Lemans et al., 1994]. This method enables annual mass balances to be monitored using water flux measurements and precipitation data [Paterson, 1994, p. 35]. The Aletsch data have been checked against an independent method using old maps and photogrammetric measurements (Bauder and Funk, unpublished data, 2003).

[6] There are only two data series that contain separate series of winter and summer mass balance measurements over more than 50 years. The oldest series of direct winter and summer mass balance measurements in the world is from the Claridenfirn [Müller and Kappenberger, 1991; Müller-Lemans et al., 1994]. Although these measurements do not cover the entire surface of the glacier, stake readings

Table 1. List of the Glaciers Used in This Study With Their Topographical Characteristics and the Type of Mass Balance Measurements Available

	Claridenfirn	Aletsch	Hintereisferner	Saint Sorlin	Sarennes
Location (latitude and longitude)	46°40'N; 8°50'E	46°30'N; 8°02'E	46°48'N; 10°46'E	45°10'N; 6°10'E	45°07'N; 6°07'E
Surface area (km ²)	5.6	127	8.3	3	0.5
Max. elevation (m)	3240	4160	3710	3400	3150
Min. elevation (m)	2540	1556	2430	2700	2850
Length (km)	2.8	24.7	7	2.5	1
Exposure	East	Southeast to south	East to northeast	North to east	South
Mean slope	14°	6°	9°	13°	17°
Available mass balance survey	Direct winter and summer mass balance since 1914, at 2700 and 2900 m a.s.l.	Indirect annual mass balance from hydrologic data	Direct annual mass balance since 1953	Direct annual mass balance since 1957, winter and summer mass balance since 1993	Direct winter and summer mass balance since 1949

and density measurements have been carried out since 1914 on two sites, one close to the equilibrium line, at 2700 m a.s.l., and the other in the accumulation zone at 2900 m a.s.l., in two very flat areas of the glacier. The stakes have been set up each year at exactly in the same locations; this positioning has been performed since 1914 from simple alignments with summits visible on the horizon. Consequently, the measurements are not influenced by any spatial variations. In this study, only measurements relative to the highest stake (2900 m a.s.l.) have been used because the series of the lowest stake are not complete. The second longest series of winter and summer mass balances in the Alps come from the Sarennes glacier. On this glacier, the separate mass balance terms have been measured since 1949 on the entire glaciated area from drilled cores and from five to seven stakes inserted in ice [Valla and Piedallu, 1997; Vincent and Vallon, 1997]. Since 1949, the observations have been made five to eight times per year between the beginning of June and the end of ablation season. Table 1 gives a short description of all these glaciers used in this study and Figure 2 shows their locations.

3. Cumulative Mass Balance of Alpine Glaciers Over the 20th Century

[7] Direct cumulative mass balance of the Aletsch, Hintereisferner, Saint Sorlin and Sarennes glaciers are plotted in Figure 3a, from direct measurements (small dots and triangles). Moreover, total cumulative mass balances of the Aletsch, Saint Sorlin and Sarennes glaciers have been calculated using old maps with elevation contours and geodetic measurements (large triangles on Figure 3a). For the Saint Sorlin and Sarennes glaciers, the beginning of these series is 1906, although no data is available between 1906 and the mid-20th century. The Aletsch series starts in 1923 and the Hintereisferner series in 1953. Since the mass balance of this glacier is unknown over the first half of the 20th century, the first value of cumulative mass balance has been artificially set to -20 m w.e. in 1953 for easy reading on the graph. The 20th century averaged cumulative mass balances of these glaciers are very different and range from -0.33 m w.e. yr⁻¹ for the Saint Sorlin glacier (1906–2002) to -0.62 m w.e. yr⁻¹ for the Sarennes glacier (1906–2002),

although these glaciers lie 3 km apart in the same mountain range and with similar climatic conditions [Vincent and Vallon, 1997]. This can be explained by the difference in their respective geometric and geographic characteristics, i.e., the size of the glaciers, altitude of the accumulation zones and exposure. The Sarennes glacier faces south and its maximum altitude is 3200 m a.s.l. (Table 1). From Figure 3a, it can be seen that this glacier has been strongly receding in response to the climate of the 20th century. In order to reduce the effects of these trends, the 1953–1999 average rate of decrease has been removed, i.e., each glacier mass balance has been reduced by subtracting the 1953–1999 average mass balance of each glacier from the annual values (-0.62 m w.e. yr⁻¹ for Sarennes, -0.45 m w.e. yr⁻¹ for Hintereisferner, -0.32 m w.e. yr⁻¹ for Aletsch and -0.33 m w.e. yr⁻¹ for Saint Sorlin). The results shown in Figure 3b therefore show deviations in the cumulative mass balance from the 1953–1999 average value, a method that has been used widely in previous studies [Letreguilly and Reynaud, 1990; Six, 2000]. In addition to the previously mentioned glaciers, Figure 3b also includes data from Claridenfirn. Although the overall mass balance of the Claridenfirn remains unknown (see section 2), mass balance fluctuations can be determined from yearly measurements performed at a single stake (at 2900 m a.s.l.). Figure 3b must be interpreted in terms of the slopes of the curves: if the slope is positive (negative), mass balance is higher (lower) than the mass balance average 1953–1999. This graph shows a strikingly common feature between the respective behaviours of the Claridenfirn, Hintereisferner, Saint Sorlin and Sarennes glaciers. A common signal between the Saint Sorlin and Sarennes glaciers might be expected [Vincent and Vallon, 1997] as these glaciers are located only 3 kms apart, but the similarity between the Claridenfirn and Sarennes glacier located some 290 km apart is, on the other hand, more surprising.

[8] Mass balance fluctuations of the Aletsch glacier show some discrepancies, especially between 1957 and 1980. These discrepancies could be a consequence of a difference in climate between the western and eastern Alps. However, if this were the case, it would be surprising to obtain such good agreement between the Hintereisferner glacier and Claridenfirn east of Aletsch and the Sarennes and Saint

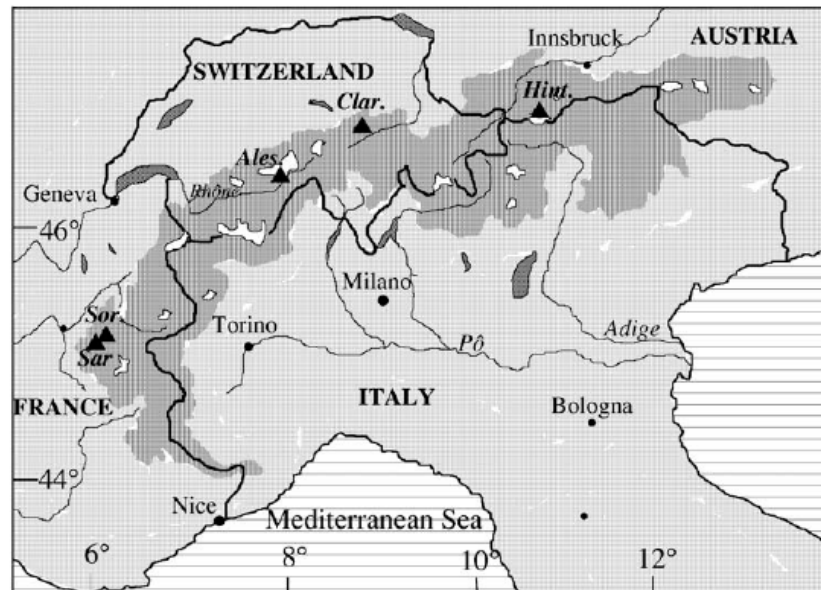


Figure 2. Map of the Alps. The glaciers of Sarennes (Sar.), Saint Sorlin (Sor.), Aletsch (Ales.), Claridenfirn (Clar.) and Hintereisferner (Hint.) are plotted on the map.

Sorlin glaciers west of Aletsch. Note that the mass balance data for the Aletsch glacier comes from a hydrological method while that of the other glaciers is based on direct field measurements using stakes and drill cores. The hydrological method requires precipitation values over the entire drainage basin (including nonglaciated areas) and for this reason can lead to large uncertainties [Paterson, 1994, p. 35]. Although the Aletsch cumulative mass balance data have been checked using an independent method based on geodetic measurements, the resulting series is probably not as reliable as direct measurements.

4. Analysis of Winter and Summer Separate Mass Balances

[9] This section aims at comparing the two mass balance terms observed on these glaciers in order to clarify the common signal as shown in Figure 3b. Separate winter and summer mass balance observations over the last 50 years are available only for the Claridenfirn and Sarennes glacier (see section 2) and the following comparison is therefore limited to these glaciers. Furthermore, measurements at only one stake were selected on each glacier: the highest stake (at 2900 m a.s.l.) of Claridenfirn as explained in section 2, and a stake located in the middle of the Sarennes glacier (at 2900 m a.s.l.) and representative of the overall glacier mass balance [Vincent and Vallon, 1997]. The respective influences of winter and summer mass balances on the annual mass balance are shown in Table 2 by the explained variance percentages. These results show that the summer mass balance term represents by far the largest contribution to the annual mass balance. The comparison of the standard deviations of each mass balance term for these glaciers (Table 3) shows the respective variabilities and leads to the

same conclusion. Note however that the winter mass balance contribution to the annual mass balance is greater on the Claridenfirn. These results are consistent with (1) the fact that Claridenfirn observations are from the accumulation zone only and (2) the decreasing variability of mass balance with elevation [Vallon *et al.*, 1998].

[10] Over the last 50 years, mass balance parameters have been compared between the Sarennes glacier and Claridenfirn and the explained variance percentages are reported in Table 4. These results show that the summer mass balance explains by far the largest part of the annual mass balance correlation between these two glaciers. In the same manner as for Figure 3b, Figure 4 displays the cumulative winter and summer mass balance variations centered with respect to the 1954–1981 period. This figure must be interpreted similarly to Figure 3b, i.e., positive (negative) slope means that winter (or summer) mass balance is higher (lower) than the average 1954–1981 winter (or summer) mass balance. The 1954–1981 period was selected with regard to results obtained in a previous study [Vincent, 2002]. In that study, the 20th century was divided into four periods: two steady periods, 1907–1941 and 1954–1981, during which the mass of the glaciers remained almost constant, and two periods of loss, 1942–1953 and 1982–1999, marked by a sharp reduction in glacier mass. In any case, the choice of this reference period influences the slopes but does not change the time-dependent pattern of Figure 4. As would be expected from the explained variance results in Table 4, Figure 4a shows strong differences between winter mass balance on the Claridenfirn and Sarennes glacier. The winter mass balance for Claridenfirn shows no trend. On the other hand, that of Sarennes shows a strong positive trend over the last 20 years, in total opposition with the annual mass balance trend. Over this 1982–2002 period, the winter mass

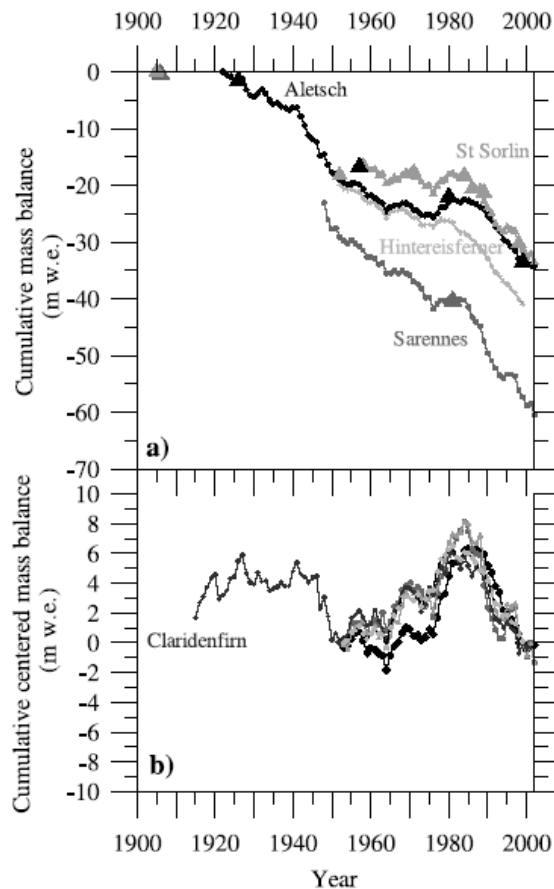


Figure 3. (a) Cumulative mass balance of 4 Alpine glaciers in meters of water equivalent; the Aletsch series starts in 1923 and the Hintereisferner series in 1953. The first value of Hintereisferner has been artificially set to -20 m w.e. in 1953. (b) cumulative centered mass balance series of the same glaciers after the 1953–1999 average for each glacier has been subtracted. The Claridenfirn has been added to Figure 3b. See color version of this figure at back of this issue.

balance on Sarennes has increased by an average of 30 cm w.e./yr (+17% compared to the 1954–1976 average). Note that this increase began in 1977. The relationship between this winter increase and the winter precipitation evolution will be discussed at section 6.

Table 2. Explained Variance Between Mass Balance Terms for the Sarennes Glacier and Claridenfirn

	Winter Mass Balance	Summer Mass Balance	Annual Mass Balance
Winter mass balance	1	Sarennes 0.4% Clariden 1%	Sarennes 30% Clariden 42%
Summer mass balance		1	Sarennes 76% Clariden 68%

Table 3. Standard Deviations of Mass Balance Terms

	Claridenfirn	Sarennes
Winter mass balance standard deviation	0.42 m w.e.	0.44 m w.e.
Summer mass balance standard deviation	0.56 m w.e.	0.75 m w.e.
Annual mass balance standard deviation	0.73 m w.e.	0.90 m w.e.

[11] The comparison between Sarennes and Claridenfirn summer mass balances (Figure 4b) shows a striking feature: the variation pattern is very similar until 1981 followed by strong differences in melting rates between 1982 and 2002. Could these differences be related to the mass balance measurement method, to local effects or to a regional climatic difference?

[12] First, the exact date of the measurements must be looked at. The observations at the Claridenfirn have been carried out generally between the 15th and the 30th of September (sometimes in October). Müller-Lemans *et al.* [1994] have corrected this series up to 1984 in order to obtain corrected mass balance and the date of the end of the melting season. These corrections on melting are small, generally less than 0.20 m w.e. From 1985 to 2002, the measurement dates have been retained and the mass balance measurements have been corrected to account for fresh snow effects. Conversely, mass balance measurements on the Sarennes glacier were performed 5 to 8 times over the melting season until the end of the melting season which can last until the end of October. In order to improve the comparison between these two glaciers, the Sarennes summer mass balances observations have been adjusted to the dates of Claridenfirn data. The interpolation procedure was relatively easy to carry out given the numerous observations on the Sarennes glacier. The corresponding results reported in Figure 4b show that ablation variations are now very similar between the Claridenfirn and Sarennes glacier and that the discrepancies mentioned above therefore came from the different measurement dates. In fact, the correlation between Sarennes and Claridenfirn annual ablation is hardly improved ($R^2 = 0.44$), but the large bias during the last 20 years has been corrected. This means that the cumulative ablation, adjusted to the date of Claridenfirn data, follows the same trend, with very similar melting rate changes over the last 50 years.

[13] Second, the influence of the surface albedo must also be looked at. Although the melting rate increase at Sarennes and at Claridenfirn are now in very good agreement, the

Table 4. Explained Variance Between Clariden and Sarennes Mass Balances

	Claridenfirn		
	Winter Mass Balance	Summer Mass Balance	Annual Mass Balance
Sarennes			
Winter mass balance	28%		
Summer mass balance		37%	
Annual mass balance (without correction)			49%

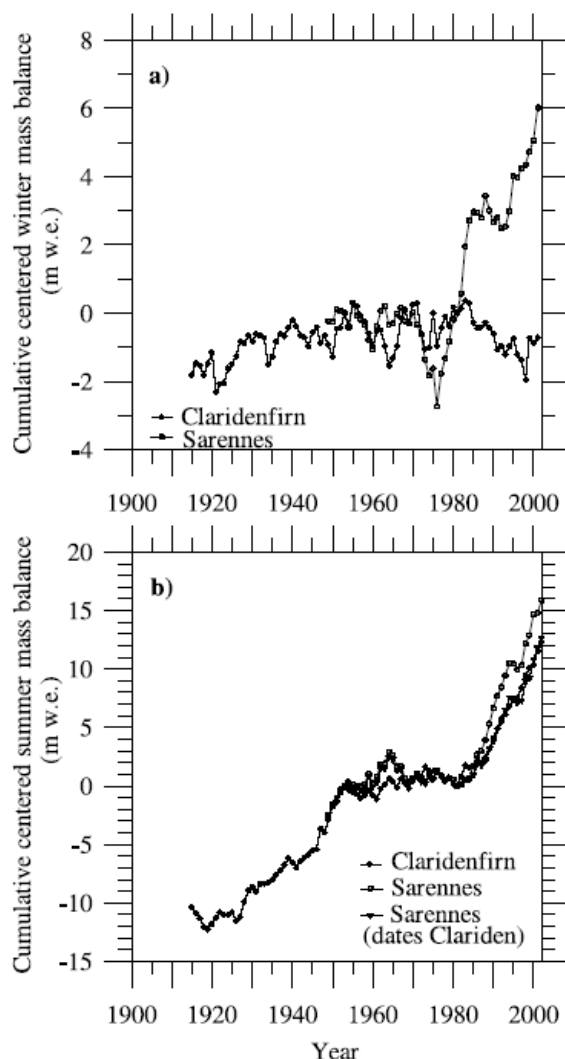


Figure 4. Cumulative winter and summer mass balance variations relative to the 1954–1981 period.

influence of albedo cannot be totally disregarded, since Sarennes mass balance observations are generally carried out in ablation zone. Nevertheless, as shown in the next section, the influence of albedo change is probably small since the ice ablation at Sarennes (from the stakes located in the middle of the glacier) usually begins after the end of August. In any case, the influence of albedo is not visible from these data.

[14] In Figure 5, average summer mass balances are reported over the four previously mentioned periods of the 20th century for Claridenfirn and only over the last two for Sarennes. Between 1954–1981 and 1982–2002, ablation from the 1st of June to September has increased similarly at Claridenfirn (0.77 to 1.36 m w.e.) and at Sarennes (1.88 to 2.48 m w.e.). This result suggests that a

climate change may have affected the Alps as a whole (in summer). Moreover, from Sarennes measurements, it is obvious that over these last 20 years, ablation has persisted largely after the 1st of September as will be discussed in the next section.

5. Origin of the High Ablation Over the Last 20 Years

[15] Owing to the very extensive mass balance observations on the Sarennes glacier, it is possible to determine (1) the exact respective periods of snow and ice ablation, (2) the ablation rates over each period on the glacier. For this purpose, the same measurements at only one stake on each glacier were selected, as described in section 4. Figure 6 (bottom) displays the mean ablation rate for snow and ice over the 1954–1981 and 1982–2002 periods for Sarennes. This Figure 6 shows that (1) the ablation rate on the Sarennes glacier increased significantly from 1954–1981 to 1982–2002 with regards to both snow and ice ablation periods. This rise ranges between $0.5 \text{ cm w.e. day}^{-1}$ (snow ablation) and $0.3 \text{ cm w.e. day}^{-1}$ (ice ablation). (2) the snow ablation rate increase on the Claridenfirn ($0.57 \text{ cm w.e. day}^{-1}$) is very similar to that observed on the Sarennes glacier. (3) consequently the snow ablation period on the Sarennes glacier has decreased by 4 days in spite of the increase of winter accumulation, as mentioned in the previous section. (4) the ice ablation period on this glacier has risen considerably from 27 to 43 days.

[16] Therefore, the very large increase in summer ablation at Sarennes results from both higher ablation rates and a longer summer ablation period. Uncertainties result from the influence of solid precipitation at the beginning (June) and end (September and October) of the ablation period because such precipitation is capable of slowing down the ablation rate, although this effect does not seem to affect the average results. Finally, it seems that the role of the albedo change (snow/ice) cannot explain the discrepancy observed in Figure 4a. First because the ice ablation on the Sarennes glacier only starts after the mean date of 23rd of August, and Second, because the snow ablation duration is only reduced by 4 days.

[17] Using a latent heat of fusion of 334000 J kg^{-1} , the snow and ice ablation rates (mm day^{-1}) have been converted into energy (W m^{-2}) assuming that the ablation is due only to melting (Table 5). Between 1954–1981 and 1982–2002, the energy variations are 20 and 11 W m^{-2} for the snow and ice ablation periods respectively.

6. Discussion

[18] The analysis of Claridenfirn and Sarennes mass balance terms allows to separate the respective influence of winter precipitation and summer energy balance over the annual balance. This analysis shows that the average annual mass balance is essentially driven by the summer mass balance and therefore by the summer surface energy balance. Nevertheless, the influence of winter accumulation can be strong over some periods and can affect the annual mass balance sign. For instance, winter and summer mass balance analysis shows that in the Western Alps,

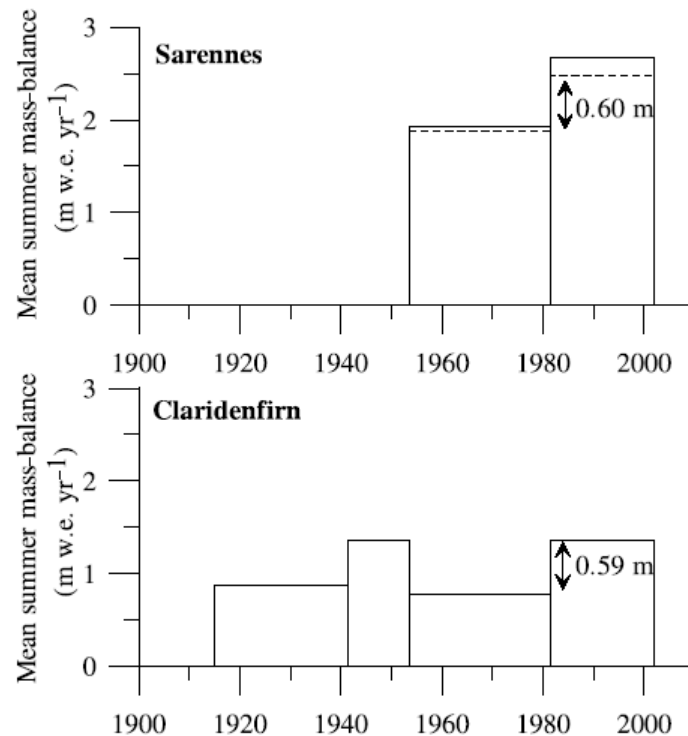


Figure 5. Mean summer mass balance (m w.e.) for Claridenfim and Sarennes glacier. Dashed line shows Sarennes summer mass balance for Claridenfim measurements date.

winter accumulation has been increasing since 1977 whereas the summer ablation rise only started in 1982. This six-year interval, for which annual mass balance was strongly positive, allowed the glaciers to swell and re-advance as can be seen in Figures 1 and 3. The winter mass balance trend observed from Sarennes observations is in agreement with the winter precipitation observed in the western Alps valleys from meteorological data, for instance at Besse en Oisans and Chamonix (Météo France data). Indeed, between 1954–1976 and 1977–1999, winter precipitation (October to May) increased by 10 cm w.e./yr at Besse en Oisans and Chamonix (+15%). These results confirm the findings relative to the ratios between winter mass balance and winter valley precipitation obtained in a previous study [Vincent, 2002]. Although these ratios depend on the sites and are strongly influenced by the topography of the glacier, they remain relatively constant with time and show that it can be easier to detect a small precipitation variation from winter accumulation on a glacier than from meteorological data.

[19] As seen in section 5, the large increase in summer ablation at Sarennes results from both higher ablation rates and a longer summer ablation period. The energy balance change between 1954–1981 and 1982–2002, resulting from snow and ice melting at Sarennes is in very good agreement with the results obtained in a previous study [Vincent, 2002, Table 2]. Given these values (Table 5), it is surprising that the ice ablation rate

rise is less than the snow ablation rate rise, since the short wave radiation balance is strongly dependent on surface albedo. This might suggest that solar radiation has not increased or that its rise has affected only the snow ablation period (from June to the end of August). Nevertheless, this interpretation is subject to caution because solid precipitation can affect the ablation rate in September and October and it is possible that the ice ablation rates reported in Table 5 are underestimated. Moreover, as shown in a previous study [Vincent, 2002] based on energy balance analysis, the air temperature increase between 1954–1981 and 1982–2002 explains the largest part of the ablation rise. The observed regional air temperature rise (June to October) can be estimated at 1.2°C (45° latitude, 6° longitude) using homogenised data from a very extensive meteorological network [Böhm et al., 2001]. This rise does not affect only July and August (+1.6°C) but also September (+1.0°C) and October

Table 5. Snow/Ice Ablation Rate Converted Into Energy for the Sarennes Glacier

	1954–1981	1982–2002
Snow ablation rate (cm w.e. day ⁻¹)	1.5	2.0
Energy required for snow ablation (W m ⁻²)	57	77
Ice ablation rate (cm w.e. day ⁻¹)	2.4	2.7
Energy required for ice ablation (W m ⁻²)	93	104

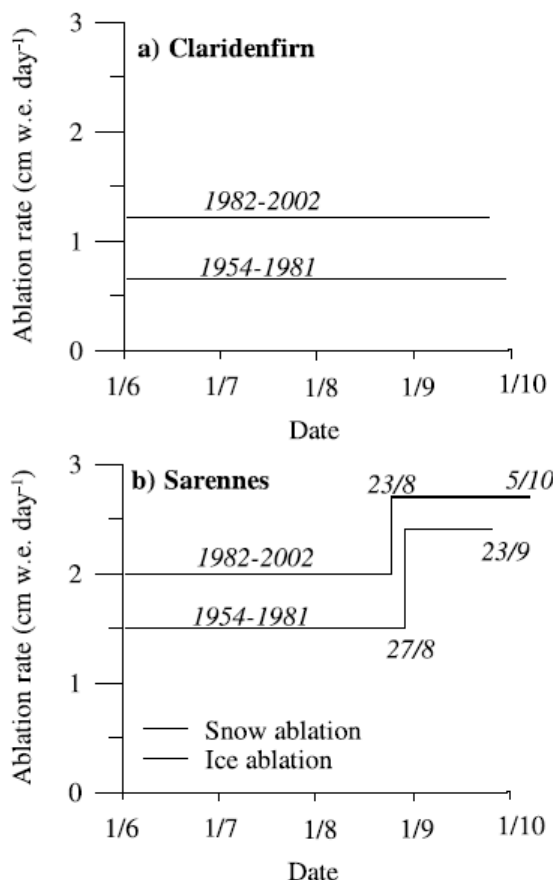


Figure 6. Mean ablation rates at (a) Claridenfirn (upper stake at 2900 m a.s.l.) and (b) Sarennes glacier (stake at 2900 m a.s.l.) averaged over the periods 1954–1981 and 1981–2002.

(+1.6°C). Consequently, it is not surprising that the melting season is longer.

7. Conclusions

[20] Cumulative mass balance analysis based on the longest direct mass balance measurements series available in the Alps indicates that cumulative mass balance fluctuations (centered values) are very similar, revealing a common climatic signal over the entire region. From the analysis of Claridenfirn and Sarennes mass balance terms, we can conclude that the average annual mass balance is essentially driven by the summer mass balance and therefore by the summer surface energy balance.

[21] The analysis of Claridenfirn and Sarennes summer mass balance data leads to the following conclusions: (1) the large increase in ablation over the last 2 decades is very similar on these two glaciers located 290 kms apart, and consequently, (2) it is likely that the summer climate changes which affect the glaciers are similar over the Alps

as a whole. The detailed observations at Sarennes points out the origin of the strong increase in summer ablation: it results both from the rise in ablation rate and from the increase in summer ablation duration.

[22] In conclusion, this study highlights the representativeness of mass balance fluctuations over the Alps and shows very similar melting rate rises over the last two decades for two glaciers separated by a relatively large distance. Summer mass balance measurements are without a doubt the best way to obtain accurate and inexpensive energy balances over large areas with different altitudes and exposures. This method requires measurement of the winter mass balance from drilling cores and regular stake measurements throughout the summer until the end of the melting season.

[23] **Acknowledgments.** The authors would like to thank all those who took part in collecting the extensive field measurements on these glaciers. This study has been funded by Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble (OSUG), by the French National Eclipse Program over the last two years and by the glaciological commission of the Swiss Academy of Sciences. The authors are very grateful to the anonymous reviewers whose comments significantly improved the quality of the manuscript.

References

- Aellen, M., and M. Funk (1990), Bilan hydrologique du bassin versant de la Massa et bilan de masse des glaciers d'Aletsch (Alpes Bernoises, Suisse), *IAHS Publ.*, 193, 89–98.
- Böhm, R., I. Auer, M. Brunetti, M. Maugeri, T. Nanni, and W. Schöner (2001), Regional temperature variability in the European Alps 1760–1998, *Int. J. Climatol.*, 21, 1779–1801.
- Brathwaite, R. J. (1981), On glacier energy balance, ablation and air temperature, *J. Glaciol.*, 27, 381–391.
- Crowley, J. T. (2000), Causes of climate change over the past 1000 years, *Science*, 289, 270–277.
- Duygerov, M. B. (2002), Glacier mass balance and regime: Data of measurements and analysis, *Occasional Pap.* 55, Inst. Arctic Alpine Res., Univ. of Colorado, Boulder.
- Dyrgerov, M. B., and M. F. Meier (1999), Analysis of winter and summer glacier mass balances, *Geogr. Ann.*, 81A, 541–554.
- Grove, J. M. (1988), *The Little Ice Age*, Methuen, London.
- Grove, J. M. (2001), The initiation of the “Little Ice Age” in regions round the North Atlantic, *Clim. Change*, 48, 53–82.
- Haerli, W. (1995), Glacier fluctuations and climate change detection, *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 18, 191–199.
- Haerli, W., M. Hoelzle, S. Suter, and R. Frauenfelder (1998), *Fluctuations of Glaciers, 1990–1995*, vol. VII, UNESCO, Paris.
- Haerli, W., M. Maisch, and F. Paul (2002), Mountain glaciers in global climate-related observation networks, *World Meteorol. Org. Bull.*, 51, 1–8.
- Hoelzle, M., W. Haerli, M. Dischl, and W. Peschke (2003), Secular glacier mass balances derived from cumulative glacier length changes, *Global Planet. Change*, 36, 295–306.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2001), *Climate Change 2001. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge Univ. Press, New York.
- Johannesson, T., C. Raymond, and E. Waddington (1989), Time-scale for adjustment of glaciers to changes in mass balance, *J. Glaciol.*, 35, 355–369.
- Jones, P. D., K. R. Briffa, T. P. Bamett, and S. F. B. Tett (1998), High-resolution palaeoclimatic records for the last millennium: Interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control-run temperatures, *The Holocene*, 8, 455–471.
- Letreguilly, A., and L. Reynaud (1990), Space and time distribution of glacier mass balance in the northern hemisphere, *Arct. Alp. Res.*, 22, 43–50.
- Mann, M. E., R. S. Bradley, and M. K. Hughes (1998), Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries, *Nature*, 392, 779–787.
- Mougin, P. (1912), *Etudes Glaciologiques tome III*, Imprimerie Nationale, Paris.
- Müller, H., and G. Kappenberger (1991), Claridenfirn, Messungen 1914–1984, *Zürcher Geogr. Schriften*, 40, 79S.

- Müller-Lemans, V. H., M. Funk, M. Aellen, and G. Kappenberger (1994), Langjährige massenbilanzreihen von gletschern in der Schweiz, *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, **30**, 141–160.
- Nye, J. F. (1965), A numerical method of inferring the budget history of a glacier from its advance and retreat, *J. Glaciol.*, **5**, 589–607.
- Oerlemans, J. (1986), Glaciers as indicators of a carbon dioxide warming, *Nature*, **320**, 607–609.
- Oerlemans, J. (1993), A model for the surface balance of ice masses: Part I. Alpine glaciers, *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, **27–28**, 63–83.
- Oerlemans, J., and J. P. F. Fortuin (1992), Sensitivity of glaciers and small ice caps to greenhouse warming, *Science*, **258**, 115–117.
- Oerlemans, J., et al. (1998), Modelling the response of glaciers to climate warming, *Clim. Dyn.*, **14**, 267–274.
- Oerlemans, J. (2001), *Glaciers and Climate Change*, A. A. Balkema, Brookfield, Vt.
- Paterson, W. S. B. (1994), *The Physics of Glaciers*, 3rd ed., Elsevier Sci., New York.
- Schmeits, M. J., and J. Oerlemans (1997), Simulation of the historical variation in length of the Unterer Grindelwaldgletscher, Switzerland, *J. Glaciol.*, **43**, 152–164.
- Six, D. (2000), Analyse statistique des distributions spatiales et temporelles des séries des bilans de masse des glaciers et des calottes polaires de l'hémisphère Nord, Thèse de l'Univ. é Joseph Fourier, Grenoble.
- Torinesi, O., A. Letreguilly, and F. Valla (2002), Century reconstruction of the mass balance of glacier de Sarennes (French Alps), *J. Glaciol.*, **48**, 142–148.
- Valla, F., and C. Piedallu (1997), Volumetric variations of the Glacier de Sarennes, French Alps, during the last two centuries, *Ann. Glaciol.*, **24**, 361–366.
- Vallon, M., C. Vincent, and L. Reynaud (1998), Altitudinal gradient of mass-balance sensitivity to climatic change from 18 years of observations on glacier d'Argentière, France, *J. Glaciol.*, **44**, 93–96.
- Vincent, C. (2002), Influence of climate change over the 20th century on four French glacier mass balances, *J. Geophys. Res.*, **107**(D19), 4375, doi:10.1029/2001JD000832.
- Vincent, C., and M. Vallon (1997), Meteorological controls on glacier mass balance: Empirical relations suggested by measurements on glacier de Sarennes, France, *J. Glaciol.*, **43**, 131–137.
- Vincent, C., M. Vallon, L. Reynaud, and E. Le Meur (2000), Dynamic behaviour analysis of glacier de Saint Sorlin, France, from 40 years of observations, 1957–1997, *J. Glaciol.*, **46**, 499–506.
- Zumbühl, H. J., B. Messerli, and C. Pfister (1983), Die kleine Eiszeit: Gletschergeschichte in Spiegel der Kunst, Bern, *Schweizerisches Alpines Museum*, Gletschergarten Museum, Luzern.
- A. Bauder and M. Funk, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Zurich, Switzerland.
- G. Kappenberger, Meteo Swiss, 6605 Locarno Monti, Switzerland.
- E. Le Meur and C. Vincent, Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, Centre National de la Recherche Scientifique, 54 Rue Molière, BP 96, Saint Martin d'Hères 38410, France. (vincent@lgge.obs.ujf-grenoble.fr)
- F. Valla, Centre Étude du Machinisme Agricole et du Génie Rural des Eaux et Forêts, Saint Martin d'Hères, France.

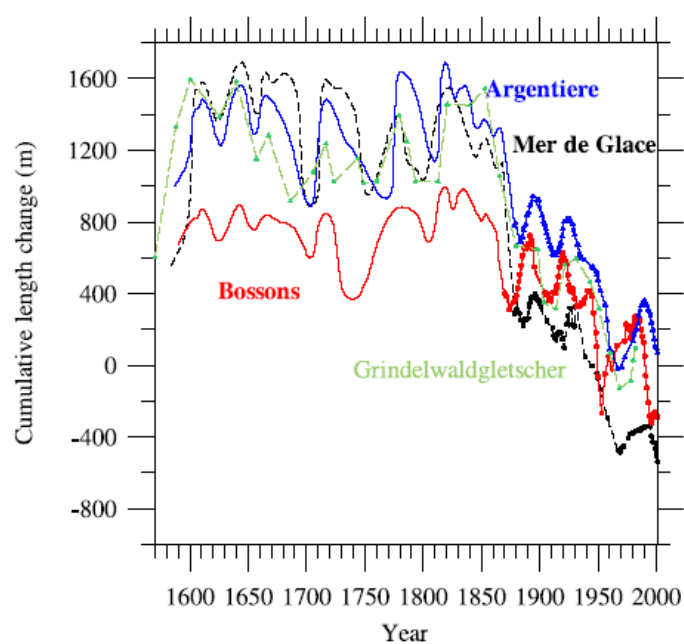


Figure 1. Front fluctuations of four glaciers in the Alps.

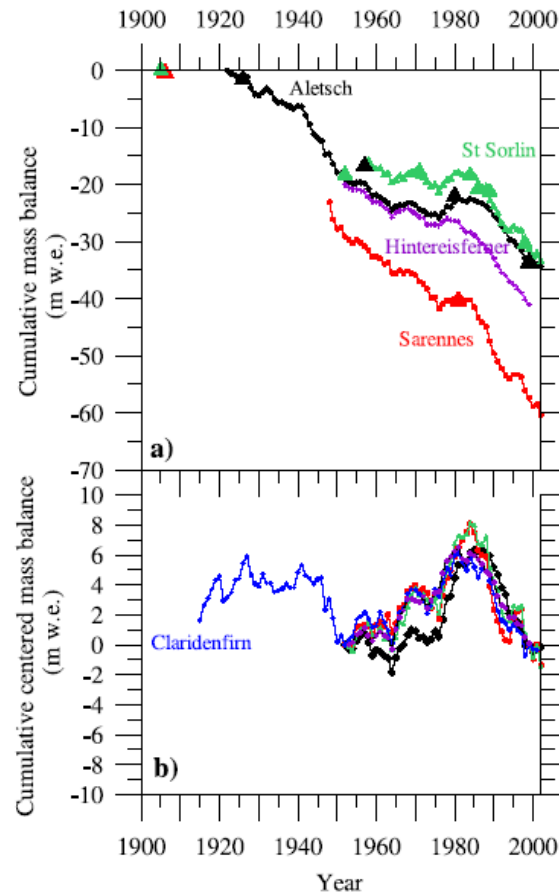


Figure 3. (a) Cumulative mass balance of 4 Alpine glaciers in meters of water equivalent; the Aletsch series starts in 1923 and the Hintereisferner series in 1953. The first value of Hintereisferner has been artificially set to -20 m w.e. in 1953. (b) cumulative centered mass balance series of the same glaciers after the 1953–1999 average for each glacier has been subtracted. The Claridenfirn has been added to Figure 3b.

II.3.3 Discussions et conclusions

Depuis l'article paru dans le Journal of Geophysical Research en 2004 (ci dessus), nous avons confirmé et étendu notre analyse à l'aide de données supplémentaires (Sonnblick en Autriche, Gries en Suisse et Argentière en France). Les bilans de masse de Hintereisferner et de Sonnblick (Autriche) ne sont pas connus au cours de la première moitié du 20^{ème} siècle et la première valeur de ces séries a été fixée arbitrairement à -20 m pour une bonne lisibilité de la figure 2.4.

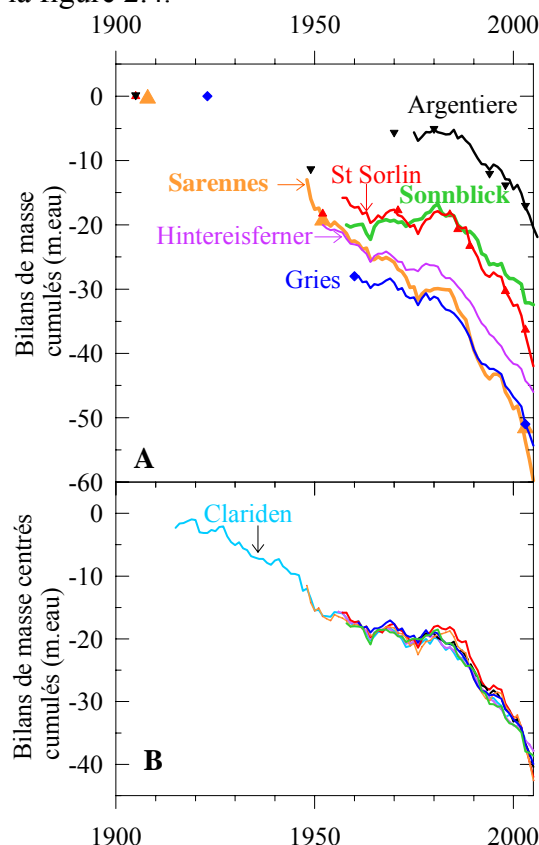


Figure 2.4 : Bilans de masse cumulés en mètre d'eau.

A) bilans de masse cumulés pour 2 glaciers autrichiens, 1 glacier suisse et 3 glaciers français. Les courbes en trait continu représentent les observations de terrain. Les points résultent des observations cartographiques et photogrammétriques.

B) bilans de masse centrés cumulés des mêmes glaciers (plus Claridenfirn) ajustés sur la tendance de St Sorlin.

Adapté et complété à partir de Vincent et al. (2004) et Vincent (2007).

La figure 2.4a indique d'une manière générale une récession des glaciers en réponse au changement climatique du 20^{ème} siècle et du début du 21^{ème}. On peut remarquer, néanmoins, des réponses très différentes puisque les bilans annuels moyens couvrent une large gamme : de -0.15 m d'eau par an pour le glacier d'Argentière à -0.60 m d'eau par an pour le glacier de Sarennes. Ces différentes tendances correspondent à des réponses dynamiques qui varient beaucoup d'un glacier à l'autre : même si, pour deux glaciers voisins, les bilans de masse de surface sont égaux à altitude égale, le bilan de masse total d'un glacier est dépendant de la surface englacée et donc de sa dynamique; ce comportement dynamique est lui-même dépendant de la configuration du bassin versant, l'altitude et la taille de son bassin versant englacée, la pente.... Par exemple, le petit glacier de Sarennes, situé dans le massif des Grandes Rousses, a un bilan de masse très négatif car sa surface, bien que très réduite

aujourd'hui, est encore bien trop grande relativement à des conditions stationnaires et elle s'ajuste continuellement depuis plus d'un siècle. Autrement dit, ce glacier est très éloigné des conditions d'équilibre et son bilan de masse est en grande partie lié au réajustement de sa surface. Malgré tout, comme nous pouvons le montrer ci-après, les fluctuations temporelles de ces bilans de masse, indépendantes de la taille du glacier et de sa réponse dynamique, nous permettent d'étudier directement les variations climatiques qui en sont à l'origine.

Afin de s'affranchir des tendances à long terme, dépendantes de la réponse dynamique de ces glaciers, et de permettre une meilleure comparaison, nous avons soustrait à chaque bilan de masse annuel le bilan de masse moyen de la période 1962-2002 de chaque glacier considéré (Figure 2.4b). Pour une meilleure lisibilité et pour que ces données correspondent à une réalité, nous avons appliqué à chacune de ces séries la tendance du glacier de St Sorlin : autrement dit, nous calculons les valeurs centrées de chaque série et nous ajoutons à ces valeurs centrées la moyenne de St Sorlin. En plus des glaciers mentionnés ci-dessus, nous avons rajouté sur la figure 2.4b les données de Clariden (Alpes suisses). Bien que le bilan de masse total de ce glacier ne soit pas connu, ses fluctuations annuelles peuvent être déterminées à partir de mesures réalisées sur une balise localisée à 2900 m et comparées à celles des autres glaciers. Cette analyse montre que les fluctuations des bilans cumulés centrés sont très similaires entre des glaciers situés à plusieurs centaines de kilomètres de distance (Sarennes et Sonnblick sont distants de 570 kms) et résultent d'un signal climatique commun sur l'ensemble de l'arc alpin. Afin de déterminer l'origine de ce signal climatique commun, nous avons comparé le bilan de masse hivernal et estival de chacun de ces glaciers. Ceci n'a été possible que pour Sarennes et Clariden, seuls glaciers où ces observations sont disponibles sur plus de 50 ans. D'une part, nous avons montré que les variations du bilan hivernal au cours du 20^{ème} siècle sont beaucoup plus faibles que celles du bilan estival (écarts type de 0,42 et 0,44 m d'eau/an à Clariden et Sarennes pour le bilan hivernal et de 0,56 et 0,75 m d'eau/an pour le bilan estival). D'autre part, la comparaison des bilans hivernaux à Clariden et à Sarennes ne montre qu'une faible corrélation ($R=0.5$) (Figure 2.5).

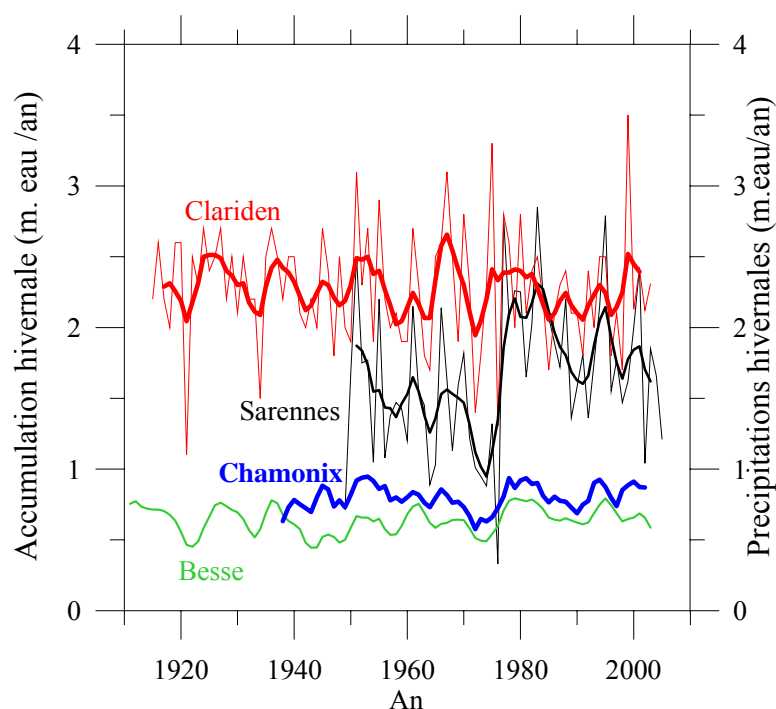


Figure 2.5 : Bilan hivernal (accumulation hivernale) à Sarennes et à Clariden (traits fins). Les traits en gras (noir et rouge) indiquent les moyennes mobiles sur une période de 5 ans. Moyennes mobiles (5 ans) des précipitations hivernales à Besse et à Chamonix.

En particulier, les bilans de masse hivernaux de Sarennes indiquent une augmentation depuis 1977, non observée sur le glacier de Clariden. Dans tous les cas, les variations des bilans hivernaux n'expliquent pas du tout la rupture de la courbe des bilans annuels en 1982. Nous avons donc analysé les variations des bilans de masse estivaux de ces 2 séries (Figure 2.6). La variation du bilan de masse estival représente de loin la contribution principale de la variation du bilan de masse annuel : les bilans d'été expliquent respectivement 76 et 68 % de la variance des bilans annuels à Sarennes et à Clariden .

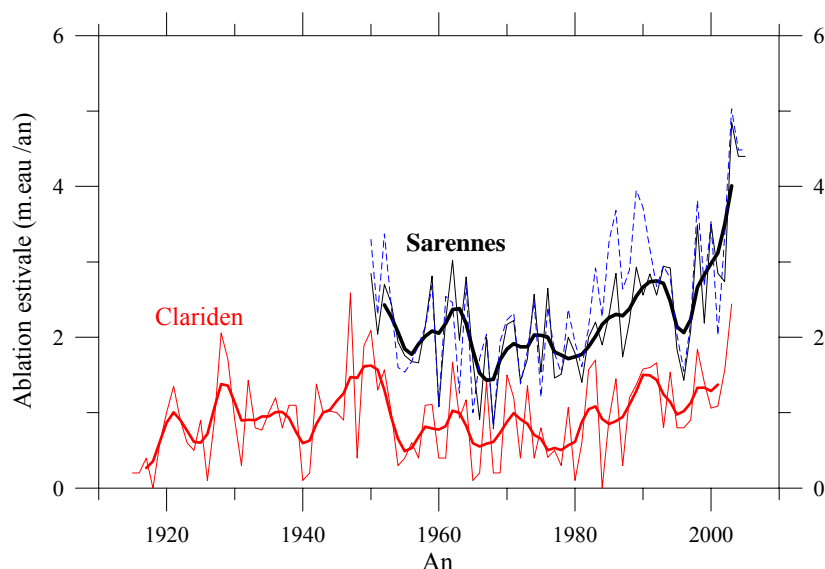


Figure 2.6 : Ablation estivale du glacier de Sarennes (France) et du glacier de Clariden (Suisse) : en tiretés sont représentées les observations de l'ablation estivale à Sarennes ; en trait fin les valeurs d'ablation de Sarennes ramenées à la même date de mesures de Clariden. En traits gras, sont représentées les moyennes mobiles (5 ans) des observations de Clariden et de Sarennes.

Nous avons pu alors identifier la rupture de 1982 à un changement important de l'ablation estivale (Figure 4 de l'article précédent). Les comparaisons de l'ablation estivale observée à Sarennes et à Clariden sont reportées dans les tableaux 1 et 2. Il est remarquable que, entre 1954-1981 et 1982-2003, l'ablation entre juin et septembre ait augmenté de façon très similaire à Clariden (de 0,69 à 1,25 m w.e.) et à Sarennes (de 1,88 à 2,59 m w.e.). Les vitesses d'ablation ont ainsi augmenté de 0,62 et 0,63 cm /jour à Clariden et à Sarennes respectivement sur la période d'ablation de neige (juin, juillet, août).

Tableau 1. Ablations estivales observées à Sarennes et à Clariden et taux d'ablation journalier.

Ablation estivale	1954-1981	1982-2003	Différence
Clariden	0,69 m eau/an	1,25 m eau /an	0,56
Sarennes(observations ramenées à la date d'observation de Clariden)	1,88 m eau/an	2,59 m eau /an	0,71

Vitesse d'ablation estivale de neige (juin, juillet et août)	1954-1981	1982-2003	Différence	Equivalent en W/m ²
Sarennes	1,47 cm eau/jour	2,10 cm eau/jour	0,63	24
Clariden	0,65 cm eau/jour	1,27 cm eau/jour	0,62	24
Vitesse d'ablation de la glace à Sarennes (fin août et septembre)	2,43 cm eau/jour	2,71 cm eau/jour	0,28	11

Cette augmentation identique de la fusion correspond à une élévation considérable du bilan d'énergie en surface de 24 W m^{-2} entre ces deux périodes : elle traduit une augmentation des flux d'énergie provenant de l'atmosphère (flux turbulents et/ou radiatifs), indépendamment des changements d'albedo de la surface des glaciers. Bien qu'une grande partie de cette augmentation soit liée au flux de chaleur sensible (Vincent, 2002), les origines de cette augmentation restent encore obscures. En tous les cas, à travers ces études, nous avons montré que deux glaciers, situés à 290 km de distance, ont enregistré une augmentation considérable et semblable de leur taux de fonte estivale au cours des deux dernières décennies. Etant donné que les fluctuations temporelles des bilans de masse annuels sont très similaires sur 6 glaciers de la chaîne alpine répartis sur une distance de 570 km, il est très probable que le changement climatique estival affectant ces glaciers soit similaire sur toutes les Alpes.

II.4 Le paradoxe de la fin du Petit Age de Glace : les températures augmentent et les glaciers avancent.

II.4.1 Introduction :

Les causes climatiques du Petit Age de Glace qui ont conduit à une extension des glaciers alpins de un à 3 km au delà de leurs positions actuelles sont assez mal identifiées. D'après les travaux de Grive (1988, 2001), il semblerait que cet événement se soit produit sur l'ensemble des massifs montagneux de la planète bien que les fluctuations ne soient pas synchrones. Les reconstitutions de températures au cours des 1000 dernières années restent controversées (Jones et al ., 1998, 2001 ; Mann et al., 1998, 1999 ; Crowley and Lowery, 2000 ; Mann et al, 2008) et laissent place à de larges incertitudes. En outre, le retrait des glaciers alpins, qui a débuté au milieu du 19^{ème} siècle, n'est pas en accord avec l'évolution des températures instrumentales moyennes annuelles (Jones et al. , 2001) ni avec celles des reconstitutions de paléo-températures (Mann et al., 1999 ; Mann et al., 2008) qui n'indiquent pas de réchauffement marqué avant le début du 20^{ème} siècle.

En particulier, au cours de la dernière période du Petit Age de Glace (1760-1830), les fluctuations des glaciers sont contraires à celles des températures estivales ; alors que cette période est caractérisée par des étés relativement chauds, dont les températures sont plus élevées que la moyenne du 20^{ème} siècle, les glaciers ont fortement progressé.

Le but de cette étude est de résoudre ce paradoxe et de préciser les conditions climatiques qui sont la cause de cette avance des glaciers.

II. 4. 2 Le paradoxe de la fin du Petit Age de Glace

Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps

Christian Vincent, Emmanuel Le Meur, and Delphine Six

Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, Centre National de la Recherche Scientifique, Saint Martin d'Hères, France

Martin Funk

Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Zurich, Switzerland

Received 26 January 2005; revised 4 March 2005; accepted 7 April 2005; published 13 May 2005.

[1] The causes and timing of the Little Ice Age (fifteenth to nineteenth centuries) are still unclear (Crowley, 2000; Bond et al., 2001; Shindell et al., 2001). During the last part of this event (1760–1830), the advance of glaciers in the Alps conflicts with the summer temperature signal (Intergovernmental Panel on Climate Change, 2001). This paper attempts to solve this paradox. From glacier fluctuations and monthly temperature data, we show that mean winter precipitation was higher by at least 25% during this final phase compared to the twentieth century average and that glacier recession after 1830 clearly resulted from a winter precipitation decrease and not a temperature increase. Conversely, since the beginning of the twentieth century, glacier changes have been driven mainly by temperature change. **Citation:** Vincent, C., E. Le Meur, D. Six, and M. Funk (2005), Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L09706, doi:10.1029/2005GL022552.

1. Introduction

[2] Mountain glaciers are recognized as excellent tools to investigate the climate variability over the decadal to centennial timeframe [Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2001; Oerlemans and Fortuin, 1992; Haeberli et al., 2002]. The global extension of Northern Hemisphere glaciers between the fifteenth and nineteenth centuries, known as the Little Ice Age, is a good illustration of centennial variability [Grove, 2001]. However, the causes and the timing of glacier extension during the Little Ice Age are still unclear [IPCC, 2001; Crowley, 2000; Bond et al., 2001; Shindell et al., 2001]. For instance, Northern Hemisphere mean annual temperature estimates [Jones et al., 1998, 2001; Mann et al., 1998, 1999; Crowley and Lowery, 2000] indicate that temperatures from the fifteenth to the nineteenth centuries were only 0.2°C cooler than those from the eleventh to fourteenth centuries [IPCC, 2001], insufficient to explain the large advance of glaciers. Moreover, the timing of the onset of glacier retreat (mid-nineteenth century) conflicts with mean annual temperatures based on instrumental data [Jones et al., 2001] and with paleo-temperature reconstructions [Mann et al., 1999] that show no clear warming until the beginning of the twentieth century.

[3] In this paper, glacier mass balance fluctuation data were investigated in an attempt to solve this paradox. Mass balance data are direct climatic indicators as they directly

record solid precipitation in the form of winter mass balances and surface energy fluxes via summer ablation [Oerlemans, 2001]. Moreover, it has been shown that ablation variations are closely related to temperature changes in the Alps [Vincent, 2002]. The relationships between mass balance and climate over the twentieth century have been analyzed throughout the Alps from the longest annual mass balance series in the Austrian, Swiss, and French Alps [Vincent, 2002; Haeberli et al., 1998; Vincent et al., 2004]. In this study, glacier reconstructions since the end of the eighteenth century were used to address the climate change leading to the large recession of alpine glaciers after 1830.

2. Data

[4] Figure 1 shows the locations of the longest annual mass balance series in the Austrian, Swiss, and French Alps. As depicted in Figure 2a, cumulative mass balances come from direct field measurements over the last 50 years (small dots). Old maps and photogrammetric measurements provide additional volume variations estimates from the beginning of the twentieth century (large triangles) for the Argentière, Saint Sorlin, and Sarennes glaciers [Vincent, 2002]. Since the cumulative mass balances of the Hintereisferner and Gries glaciers are unknown over the first half of the twentieth century, the first value have been artificially set to −20 m w.e. in 1953 and 1962, respectively, for easy reading on the graph. In fact, the oldest series of direct mass balance measurements in the world is from the Claridenfirn in Switzerland [Vincent et al., 2004; Müller and Kappenberger, 1991; Müller-Lemans et al., 1994] where observations have been carried out since 1914. Unfortunately, the cumulative mass balance of the Claridenfirn glacier could not be reported in Figure 2a because measurements come from two sites only and thus do not allow for computation of the total mass balance. However, these unique data are very useful to analyze the mass balance fluctuations over the twentieth century (see below). For the beginning of the nineteenth century, glaciers extensions are known from old maps and moraines positions [Mougin, 1912; Lliboutry, 1965; Grove, 1988]. Volume differences have been estimated for two glaciers, Saint Sorlin and Argentière, using two different methods. The volume of the Saint Sorlin glacier has been calculated by an ice flow model [Le Meur and Vincent, 2003] using the maximum glacier extension (close to 1830), deduced from an old topographic map and mapping of front moraines from the end of the Little Ice Age. In order to reconstruct the volume



Figure 1. Map of the Alps. The glaciers of Sarennes (Sar.), Saint Sorlin (Sor.), Argentièr (Arg.), Bossons (Bos.), Gries (Grie.), Clariden (Clar.), and Hintereisferner (Hin.) are plotted on the map.

of this glacier, an extra $1.0 \text{ m w.e. yr}^{-1}$ must be added to the present surface mass balance values (averaged over the last 50 years). This figure is consistent with other results found in the literature [Schmeits and Oerlemans, 1997]. With this method, the cumulative mass balance since 1830 reads -63.6 m w.e. The uncertainties arising from the ice flow modeling and from steady state assumptions can reach a maximum value of 10 m w.e. on the cumulative mass balance between 1830 and present.

[5] The topographic surface of the Argentièr glacier for the last extension of the Little Ice Age has been reconstructed geometrically from the detailed topographic measurements of the large lateral moraines. This method does not allow for the determination of thickness variations in the accumulation zone; therefore, we assume that the slight thickness variations at high elevations decrease linearly with altitude. With this method, the cumulative mass balance since 1830 here reads -22.9 m w.e. The assumptions relative to the surface shape and to the thickness change at high elevations lead to a maximum uncertainty of 10 m w.e. on the cumulative mass balance.

3. Data Analysis

3.1. Evolution Over the Twentieth Century

[6] Figure 2a shows that these glaciers have been receding in response to the climate of the twentieth century. However, the twentieth century averaged cumulative mass balances are very different from place to place and range from $-0.15 \text{ m w.e. yr}^{-1}$ for the Argentièr glacier to $-0.62 \text{ m w.e. yr}^{-1}$ for the Sarennes glacier. These trends result from their respective geometric and geographic characteristics, i.e., the size of the glaciers, altitude of the accumulation zones, and exposure. In order to reduce the effects of these specific trends and to investigate the mass balance fluctuations alone, the average rate of decrease (over the last 50 years) has been removed and replaced by that of the Saint Sorlin glacier (Figure 2b). For

this purpose, each glacier mass balance has been reduced by subtracting the last 50 years average mass balance of each glacier from the annual values and by adding the average mass balance of the Saint Sorlin glacier. In addition to the glaciers shown in Figure 2a, Figure 2b also includes data from Claridenfirn. This figure shows a striking consistency for these data coming from glaciers spread over the whole Alps area (Sarennes and Hintereisferner are located 400 kms apart); it shows that cumulative mass balance fluctuations are very similar over the last 50 years, and it reveals a common climatic signal over the entire region. A detailed winter and summer mass balance analysis [Vincent *et al.*, 2004] reveals that (1) the average annual mass balance is essentially driven by the summer mass balance term and (2) melting rate variations since 1949 are very similar for two glaciers located 290 km apart.

[7] In order to reconstruct the long-term annual mass balance of these glaciers, meteorological data (precipitation and temperature) have been used together with a degree-day model, taking into account the change in the surface area of the glaciers [Vincent, 2002]. Given that sensitivity of mass balance to climatic parameters has been properly assessed from numerous field measurements, it becomes easy to

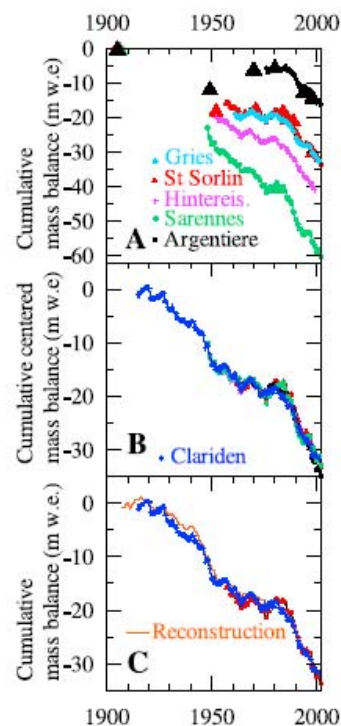


Figure 2. Cumulative mass balance of alpine glaciers in meters of water equivalent. (a) Observed cumulative mass balance for five glaciers in Austria, Switzerland, and France. (b) Cumulative centered mass balance series of the same glaciers (plus Claridenfirn) adjusted to the Saint Sorlin trend. (c) Cumulative mass balance from reconstruction (solid line) using degree-day model compared with Saint Sorlin and Claridenfirn observations (triangles and cross).

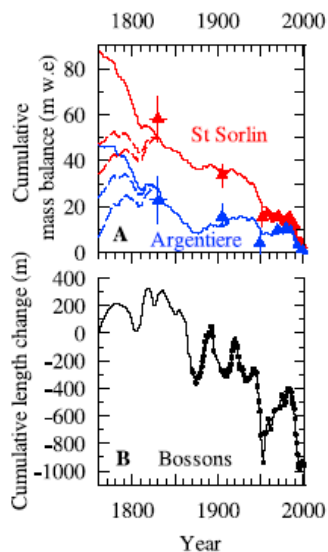


Figure 3. (a) Cumulative mass balance of two alpine glaciers since 1760, in meters of water equivalent, from direct measurements (small triangles), old maps or photogrammetric measurements (large triangles), and reconstructions using a degree day model with the twentieth century precipitation average (solid line). Between 1760 and 1830, tests have been carried out to increase winter precipitation by 25 and 35% (dashed lines). Error bars represent maximum uncertainties relative on these data. (b) Front fluctuations of the Bossons glacier in the French Alps over the same period, from direct measurements (dots) or from paintings and historical reports (solid line).

reconstruct annual mass balances in the Alps from winter precipitation (October to May) and summer temperature (May to September) [Vincent, 2002]. Homogenized summer temperature data (45°N; 6°E) [Böhm et al., 2001] and average winter precipitation from Besse en Oisans (French Alps, Météo France) have been used to reconstruct Saint Sorlin mass balance (Figure 2c). Here winter precipitations have been set deliberately to the mean value of the twentieth century in order to remove the influence of its variation with time. In addition, data from Saint Sorlin and Claridenfirn glaciers have been reported in Figure 2c for comparison. From these results, we can conclude that during the twentieth century, decadal variations of the annual mass balance can be largely explained by summer temperature change and that winter precipitation changes play a minor role on the long term (several decades). From these results and previous studies [Vincent, 2002; Haeberli et al., 1998; Vincent et al., 2004], it appears that, for the twentieth century, pluri-decadal mass balance fluctuations in the Alps result essentially from the summer energy balance change whereas the short-scale fluctuations result from winter precipitations.

3.2. Evolution Since 1760

[8] This analysis can extend back in time to 1760 using the homogenized alpine monthly temperature series [Böhm

et al., 2001]. The cumulative mass balances of these glaciers have been reconstructed for the period since 1760 using the degree-day model with homogenized summer temperature data and the average twentieth century winter precipitation from Besse en Oisans. The reconstructed values from the summer temperatures (Figure 3a, solid line) agree roughly with volume variations obtained from moraine positions and maps. Conversely, the very negative trend observed between 1760 and 1830 is quite the opposite of what would be expected from field observations and reports; indeed, length observations of alpine glaciers [Vincent et al., 2004; Grove, 1988] show a general extension between the mid-eighteenth and mid-nineteenth centuries. For comparison, Figure 3b shows the length fluctuations of the Bossons glacier (Mont Blanc area) over the same period. Although these length variations cannot be directly interpreted in terms of climate change, it has been shown [Martin, 1977; Reynaud, 1984] that this glacier has a very short response time and that these snout fluctuations are closely related to cumulative mass balance variations. From this series, the glacier extension between 1760 and 1830 is clearly observable except for a regression phase between 1790 and 1805. This extension, visible on most glaciers in the Alps [Grove, 1988] contrasts with summer temperature data: Between the mid-eighteenth and mid-nineteenth centuries, the mean summer temperatures obtained from either homogenized observations in the Alps [Böhm et al., 2001] or from multiproxy reconstructions for Europe [Luterbacher et al., 2004] appear higher than the twentieth century average. Consequently, the last extension of alpine glaciers at the end of the Little Ice Age is the consequence of a winter precipitation increase. Given that this extension concerns the entire Alps [Grove, 1988] and that summer temperature trends are similar throughout the area [Böhm et al., 2001], this conclusion is probably valid over the whole Alps. Using our degree-day model, we can estimate the precipitation increase required to offset the summer temperature effect between 1760 and 1830. These estimates have been based on the following criteria: (1) The 1760 glacier volume is larger than that of the beginning of the twentieth century and (2) the cumulative mass balance shows a positive trend between 1760 and 1830, and reveals a maximum in 1830. To respect these criteria, tests carried out using the degree-day model show that it is necessary to increase twentieth century average winter precipitation by at least 25% (Figure 3a, dashed lines). Modeling of Saint Sorlin and Argentièr glaciers gives similar results. Therefore the large alpine glacier recession that started not later than the mid-nineteenth century is clearly due to a winter precipitation decrease and not a temperature increase. The advance of glaciers (1760–1830) must be caused by a period of winter precipitation at least 25% higher than the twentieth century average. These results seem to agree with the change in the seasonal distribution of precipitation at the beginning of the nineteenth century as revealed by tree ring isotopic records obtained in western Europe [Masson-Delmotte et al., 2005].

4. Conclusions

[9] Our study shows that the observed glaciers advance between 1760 and 1830 conflicts with the summer temper-

ature signal. From glaciers data measurements, mass balance reconstructions, and homogenized instrumental temperatures, we can conclude that this advance is caused by a period of higher winter precipitation of at least 25% compared to the twentieth century average. Indeed, alpine glacier recession at the end of the Little Ice Age started after 1830, largely before the temperature increase based on instrumental data or on paleo-temperature reconstructions. Thus this recession clearly results from winter precipitation decrease. The effect of summer warming on this glacier recession is visible only after the beginning of the twentieth century.

[10] **Acknowledgments.** This study has been funded by Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble (OSUG) and by the French National Eclipse Program (CNRS, Centre National de la Recherche Scientifique). We thank R. Böhm for providing the homogenized instrumental temperature data since 1760 in the Alps, Météo France for providing meteorological data over the twentieth century, and CEMAGREF for providing Sarennes observations. We are grateful to the anonymous reviewers whose comments improved the quality of the manuscript.

References

- Böhm, R., I. Auer, M. Brunetti, M. Maugeri, T. Nanni, and W. Schönern (2001), Regional temperature variability in the European Alps 1760–1998, *Int. J. Climatol.*, **21**, 1779–1801.
- Bond, G., B. Kromer, J. Beer, R. Muscheler, M. N. Evans, W. Showers, S. Hoffman, R. Lott-Bond, I. Hajdas, and G. Bonani (2001), Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene, *Science*, **294**, 2130–2136.
- Crowley, T. J. (2000), Causes of climate change over the past 1000 years, *Science*, **289**, 270–277.
- Crowley, T. J., and T. S. Lowery (2000), How warm was the medieval warm period?, *Ambio*, **29**(1), 51–54.
- Grove, J. M. (1988), *The Little Ice Age*, Methuen, New York.
- Grove, J. M. (2001), The initiation of the “Little Ice Age” in regions round the North Atlantic, *Clim. Change*, **48**, 53–82.
- Haeblerli, W., M. Hoelzle, S. Suter, and R. Frauenfelder (Eds.) (1998), *Fluctuations of Glaciers, 1990–1995*, vol. VII, U.N. Educ., Sci., and Cult. Org., Paris.
- Haeblerli, W., M. Maisch, and F. Paul (2002), Mountain glaciers in global climate-related observation networks, *World Meteorol. Org. Bull.*, **51**(1), 1–8.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2001), *Climate Change: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge Univ. Press, New York.
- Jones, P. D., K. R. Briffa, T. P. Barnett, and S. F. B. Tett (1998), High-resolution paleoclimatic records for the last millennium: Interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control-run temperatures, *Holocene*, **8**, 455–477.
- Jones, P. D., T. J. Osborn, and K. R. Briffa (2001), The evolution of climate over the last millennium, *Science*, **292**, 662–667.
- Le Meur, E., and C. Vincent (2003), A two-dimensional shallow ice flow of glacier de Saint-Sorlin, France, *J. Glaciol.*, **49**, 527–538.
- Lilboutry, L. (1965), *Traité de Glaciologie*, vol. 2, Masson, Paris.
- Luterbacher, J., D. Dietrich, E. Xoplaki, M. Grosjean, and H. Wanner (2004), European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500, *Science*, **303**, 1499.
- Mann, M. E., R. S. Bradley, and M. K. Hughes (1998), Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries, *Nature*, **392**, 779–787.
- Mann, M. E., R. S. Bradley, and M. K. Hughes (1999), Northern Hemisphere temperatures during the past millennium: Inferences, uncertainties and limitations, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 759–762.
- Martin, S. (1977), Analyse et reconstitution de la série des bilans annuels du glacier de Sarennes, sa relation avec les fluctuations du niveau de trois glaciers du Massif du Mont Blanc (Bossons, Argentière, Mer de Glace), *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, **13**, 127–153.
- Masson-Delmotte, V., G. Raffalli-Delercq, P. A. Danis, P. Yiou, M. Stievenard, F. Guibal, O. Mestre, V. Bernard, H. Goosse, G. Hoffmann, and J. Jouzel (2005), Changes in European precipitation seasonality and in drought frequencies revealed by a four-century-long tree-ring isotopic record from Brittany, Western France, *Clim. Dyn.*, **24**, 57–69.
- Mougin, P. (1912), *Etudes Glaciologiques*, vol. III, Imprim. Natl., Paris.
- Müller, H., and G. Kappenberger (1991), Claridenfim, Messungen 1914–1984, *Zürcher Geogr. Schrift.*, **40**, 79S.
- Müller-Lemans, V. H., M. Funk, M. Aellen, and G. Kappenberger (1994), Langjährige massenbilanzreihen von gletschern in der Schweiz, *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, **30**, 141–160.
- Oerlemans, J. (2001), *Glaciers and Climate Change*, A. A. Balkema, Brookfield, Vt.
- Oerlemans, J., and J. P. F. Fortuin (1992), Sensitivity of glaciers and small ice caps to greenhouse warming, *Science*, **258**, 115–117.
- Reynaud, L. (1984), European glaciological data and their relation with the climate, in *New Perspectives in Climate Modelling*, edited by A. L. Berger and C. Nicolis, pp. 47–60, Elsevier, New York.
- Schmeits, M. J., and J. Oerlemans (1997), Simulation of the historical variation in length of the Unterer Grindelwaldgletscher, *J. Glaciol.*, **43**, 152–164.
- Shindell, D. T., G. A. Schmidt, M. E. Mann, D. Rind, and A. Waple (2001), Solar forcing of regional climate change during the Maunder minimum, *Science*, **294**, 2149–2152.
- Vincent, C. (2002), Influence of climate change over the 20th century on four French glacier mass balances, *J. Geophys. Res.*, **107**(D19), 4375, doi:10.1029/2001JD000832.
- Vincent, C., G. Kappenberger, F. Valla, A. Bauder, M. Funk, and E. Le Meur (2004), Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th century, *J. Geophys. Res.*, **109**, D10104, doi:10.1029/2003JD003857.
- M. Funk, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Zurich, Switzerland.
- E. Le Meur, D. Six, and C. Vincent, Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, Centre National de la Recherche Scientifique, 54 rue Molière, Saint Martin d'Hères, F-38402 France. (vincent@lgge.obs.ujf-grenoble.fr)

II.4.3 Conclusions

Au cours du 20^{ème} siècle, les variations temporelles des bilans de masse sont influencées en très grande partie par les variations de l'ablation estivale. En utilisant un modèle basé sur les précipitations hivernales (octobre à mai) et les températures estivales (mai à septembre), issues des stations météorologiques de vallée, nous avons montré que nous pouvons reconstruire d'une manière très satisfaisante les bilans de masse des glaciers depuis le début du 20^{ème} siècle. Il apparaît en outre que les températures estivales suffisent à expliquer l'essentiel de l'évolution des bilans de masse du 20^{ème} siècle. Il en est tout autrement à la fin du 18^{ème} siècle et au début du 19^{ème} siècle. A partir des valeurs homogénéisées des données de températures obtenues sur l'arc alpin depuis 1760 (Böhm et al., 2001), nous avons tenté de reconstruire les bilans de masse de deux glaciers, Saint Sorlin et Argentièrre. Ces reconstructions montrent qu'il est impossible de reconstituer la dernière avancée des glaciers de la fin du Petit Age de Glace, entre 1760 et 1830, sans augmenter très significativement les précipitations hivernales. En effet, les températures estivales de cette période sont supérieures à la moyenne du 20^{ème} siècle et conduisent à des ablations estivales élevées. Les résultats des simulations, pour le glacier de Saint Sorlin comme pour le glacier d'Argentièrre, montrent que les précipitations hivernales ont dû atteindre, entre 1760 et 1830, des valeurs supérieures de 25 à 30% par rapport à la moyenne du 20^{ème} siècle. Etant donné que sur cette période, tous les glaciers alpins étaient en crue et que les températures estivales étaient élevées sur l'ensemble du massif alpin, il est très probable que cette augmentation des précipitations hivernales soit générale à l'ensemble du massif alpin.

Depuis notre article paru dans le *Geophysical Research Letters* (Vincent et al., 2005), Böhm et ses collègues ont poursuivi leurs travaux qui concernent l'homogénéisation des données de températures. Dans un congrès à Innsbruck, ces auteurs m'ont rapporté que les températures enregistrées à la fin du 18^{ème} siècle sont légèrement biaisées du fait que la plupart des capteurs de températures ont été installés sur le seuil des fenêtres à cette époque. Böhm et son équipe tâchent de corriger les séries de températures de cet artefact. En conséquence, sans changer fondamentalement, nos conclusions pourraient être, dans l'avenir, révisées un peu à la baisse.

Chapitre III.

Impact des changements climatiques sur les glaciers alpins de très haute altitude dans le massif du Mont Blanc

L'objectif de ce chapitre est d'analyser les conséquences des changements climatiques sur les glaciers alpins de très haute altitude (supérieure à 4000 m). Dans un premier temps, nous avons étudié les variations des bilans de masse au cours des 100 dernières années au Dôme du Goûter et au sommet du Mont Blanc. Les résultats, publiés au *Journal of Geophysical Research* (Vincent et al., 2007), sont reportés dans la première partie de ce chapitre. Dans la deuxième partie du chapitre, c'est l'évolution des températures internes de ces glaciers (qui sont à température négative) qui sont analysées. Les résultats ont fait, également, l'objet d'une publication *Geophysical Research Letters* (Vincent et al., 2007).

Dans les Alpes, très peu de données glaciologiques sont disponibles à très haute altitude. Grâce à l'observatoire Vallot, des observations glaciologiques ont été réalisées au dessus de 4000 m d'altitude dans le massif du Mont Blanc depuis plusieurs décennies. Entre 1890 et 1920, Joseph Vallot réalise les premières observations au Dôme du Goûter et au sommet du Mont Blanc. Il fait construire un premier Observatoire en 1890 sur l'arête des Bosses, qui sera enfoui sous la neige au bout de quelques années, puis un deuxième sur le site actuel en 1898. Après diverses transactions du patrimoine de J. Vallot à la suite de sa mort en 1925, l'Observatoire de Paris reçoit l'héritage, et finalement, l'Observatoire Vallot est confié officiellement au CNRS en 1973. Ainsi, le Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE) de Grenoble en assure la gestion et bénéficie de cet observatoire dans le massif du Mont Blanc à 4360 m.

III. 1 Les observations glaciologiques de très haute altitude dans le massif du Mont Blanc.

L'historique des travaux glaciologiques (forages, mesures radar, bilans, mesures de températures...) est décrit dans un rapport interne du LGGE (Vincent, 2004). Nous retraçons ici les principaux événements seulement. Les premières observations glaciologiques effectuées par le Laboratoire de Glaciologie en 1973 et 1974 avaient pour objectif de déterminer la température du névé à quelques mètres de profondeur entre le sommet du Mont Blanc et l'Aiguille du Midi (Llibouty et al., 1976). En 1980, le LGGE réalise un carottage de 20 mètres de profondeur au Col du Dôme dont les échantillons seront datés par des mesures de radioactivité beta, de deutérium et de tritium (Jouzel et al., 1984). En 1986, un carottage de 70 m est effectué dans le même secteur. Ce forage est interrompu avant d'atteindre le lit rocheux mais les premières mesures glaciologiques de la carotte de glace sont lancées et montrent l'intérêt de carotter en profondeur à haute altitude dans les Alpes (De Angelis et Gaudichet, 1991). En 1992, des études systématiques sont conduites sur la composition chimique du manteau neigeux des glaciers de haute altitude (Dôme du Goûter, Col du Midi, Pic Bayle, Girose) (Maupetit, 1992). Les premières observations d'accumulation et de vitesses d'écoulement à ces hautes altitudes débutent en 1993, à partir de l'implantation de 12 pieux de 5 mètres de long (Vincent et al., 1997). Ces observations révèlent la très grande variabilité spatiale de l'accumulation (30 cm d'eau au sommet du Dôme et 3 à 4 mètres d'eau à 400 m de distance du Dôme en direction du Grand Plateau). En juin 1993, les mesures radar effectuées par Martin Funk et Stephan Suter du VAW de Zurich fournissent une carte du lit

rocheux entre le Dôme du Goûter et le col du Dôme (Vincent et al., 1997). A cette occasion, le LGGE réalise une topographie précise de la surface glaciaire. Dans le cadre d'un programme européen ALPCLIM, le LGGE entreprend deux forages profonds en 1994 à 30 mètres l'un de l'autre. Ces forages atteignent 140 mètres et 126 mètres de profondeur. Une chaîne de thermistances est installée dans le trou de forage. Entre 1997 et 1999, les pieux sont renouvelés régulièrement afin de déterminer les vitesses horizontales et verticales, ainsi que l'accumulation de neige. En octobre 1999, deux forages profonds sont conduits avec la collaboration de Henri Ruefli de Berne (forage dans la pente de Vallot et un forage à 40 m au sommet du Dôme du Goûter). Entre 2002 et 2004, plusieurs implantations de pieux permettent de compléter notre réseau d'observation de vitesses d'écoulement et d'accumulation dans la région orientale du col du Dôme. En 2004, un forage profond est réalisé sur le site du forage de 1994. Une nouvelle chaîne de thermistances est installée.

III.2 Impact du climat sur les bilans de masse des glaciers de très haute altitude.

III.2.1 Introduction

Nous avons cherché à estimer les variations des bilans de masse et d'épaisseur des glaciers situés au dessus de 4200 m dans le massif du Mont Blanc. Suivant cet objectif, des pieux de 5 m de long et 10 cm de diamètre ont été implantés sur le Dôme du Goûter afin de mesurer l'accumulation de neige tout au long de l'année. A cette altitude, l'ablation de surface est quasi-inexistante et reste très limitée, même au cours des périodes de canicule. Le bilan de masse de surface est donc largement contrôlé par l'accumulation dont une grande partie provient de la redistribution de la neige par le vent. Ces mêmes pieux ont été utilisés, à l'aide de mesures topographiques GPS différentiel, pour mesurer les vitesses d'écoulement en surface (dans le sens horizontal et dans le sens vertical). Comme nous l'avions démontré dans une publication précédente (Vincent et al., 1997), les vitesses verticales, qui correspondent au mouvement vertical de la balise corrigé de la pente de surface, fournissent une très bonne estimation du bilan de masse en surface sur le long terme (plusieurs décennies). Nous avons utilisé cette méthode pour obtenir une carte de bilans de masse de surface sur l'ensemble du Dôme du Goûter. En parallèle, nous avons calculé d'une manière totalement indépendante les flux de glace suivant 2 sections transversales (indiquées sur la figure 3 de l'article ci-après) à l'aide des épaisseurs de glace (mesurées par radar) et des vitesses d'écoulement mesurées sur ces sections à partir de nos pieux. Nous avons alors comparé ces flux de glace avec ceux calculés à l'aide des bilans de surface (bilans multipliés par la surface des bassins en amont des sections transversales). Nous avons ainsi obtenu deux valeurs de flux indépendantes. En outre, les observations récentes de l'accumulation ont permis d'établir une bonne relation entre l'accumulation mesurée au Dôme du Goûter et les précipitations observées à Chamonix. Ainsi, l'analyse de l'évolution des précipitations depuis 100 ans nous a permis d'en déduire celle de l'accumulation à 4300 m. Enfin, pour l'étude des bilans de masse sur le long terme, nous avons utilisé les observations topographiques de J. Vallot en 1905 et les nôtres réalisées en 2005. Ces observations de 2005 proviennent de mesures GPS différentiel effectuées sur l'ensemble de la petite calotte du Mont Blanc (22 500m²) et de la calotte du Dôme du Goûter (24000 m²). A partir des différences de modèles numériques de terrain, nous avons calculé les variations d'épaisseur de chacune de ces petites calottes de glace, depuis 1905. Comme nous le verrons dans l'article qui suit, les variations d'épaisseur sont peu sensibles aux variations de bilans de masse de surface ; néanmoins, ces observations permettent de valider les résultats obtenus à partir des calculs de flux de glace.

III.2.2 Les bilans de masse des glaciers de très haute altitude dans le massif du Mont Blanc au cours du 20^{ème} siècle.



Very high-elevation Mont Blanc glaciated areas not affected by the 20th century climate change

C. Vincent,¹ E. Le Meur,¹ D. Six,¹ M. Funk,² M. Hoelzle,³ and S. Preunkert¹

Received 14 April 2006; revised 23 October 2006; accepted 13 December 2006; published 15 May 2007.

[1] This paper analyses the impact of climate change over the last 100 years on high-elevation glaciated areas of the Mont Blanc range, comprising ice fields covering the top of the Mont Blanc (4808 m) and Dôme du Goûter (4300 m) areas. Surface ablation is negligible for these high-elevation areas and the surface mass balance is mainly controlled by snow accumulation. At Dôme du Goûter, ice fluxes have been calculated through two transversal sections by two independent methods in order to assess long-term surface accumulation. A comparison between these results and recent accumulation observations, together with the strong relationship between valley precipitation and snow accumulation, suggests that surface accumulation rates did not change significantly over the entire 20th century. Moreover, the small ice thickness changes, less than 3 m on the average, observed at Mont Blanc and Dôme du Goûter between 1905 and 2005 clearly reveal that these high-elevation glaciated areas have not been significantly affected by climate change over the last 100 years.

Citation: Vincent, C., E. Le Meur, D. Six, M. Funk, M. Hoelzle, and S. Preunkert (2007), Very high-elevation Mont Blanc glaciated areas not affected by the 20th century climate change, *J. Geophys. Res.*, 112, D09120, doi:10.1029/2006JD007407.

1. Introduction

[2] The sensitivity of glacier mass balances to climate change is widely recognized [Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2001; Oerlemans, 2001; Dyurgerov and Meier, 1999]. In the French Alps, the sensitivity of surface mass balance to climatic fluctuations has been assessed between 1600 m and 3600 m above sea level (a.s.l.) from field measurements carried out over the last decades [Vincent, 2002; Vincent *et al.*, 2004]. Furthermore, the shrinkage of numerous glaciers in the Alps over the last century is reflected by field observations [Haeberli, 1995; Haeberli *et al.*, 1998; Haeberli *et al.*, 2002; Ohmura, 2004; Vincent *et al.*, 2005] and satellite data [Paul *et al.*, 2004; Berthier *et al.*, 2004]. These studies show that glaciated areas below 3000 m a.s.l. have been strongly affected, especially over the last 2 decades. However, data on mass balance and thickness variations are rare for very high-elevation areas. Although some areas above 4000 m a.s.l. have been investigated over recent years by core drilling [Lüthi, 1999; Lüthi and Funk, 2001; Suter, 2002; Suter *et al.*, 2001], no long-term observations are available for surface mass balance or thickness variations. The question remains as to whether these high-

altitude areas have been affected by climate change over the last century and how the ice thickness has varied.

[3] To answer these questions, two ice fields in the Mont Blanc range, i.e., Dôme du Goûter (4300 m a.s.l.) and the summit of Mont Blanc (4808 m a.s.l.) (Figure 1), have been investigated using field observations and old maps. At the altitude of Dôme du Goûter, the mean annual air temperature is -11°C as inferred from ice temperatures at a depth of 30 m [Vincent *et al.*, 1997; Suter, 2002]. Melting is close to zero and snow accumulation occurs throughout the year [Vincent *et al.*, 1997]. Although some melting can occur in summer, it is limited to the top few millimeters of the snow pack. Rainfall is very rare and the surface mass balance (hereafter referred to as SMB) is dominated by accumulation and sublimation. The Mont Blanc ice cap is higher (4808 m a.s.l.) and colder (-17°C at a firn depth of 15 m) [Vallot, 1913; C. Vincent, unpublished data, 2005] than the one at Dôme du Goûter. This paper investigates the relationship between the behavior of these two ice fields and climate change over the last 100 years.

[4] First, we describe the available data (section 2) for these areas. Second, ice fluxes are calculated from thickness and ice flow velocity measurements to infer the long term SMB at Dôme du Goûter (section 3). In section 4, recent annual surface mass balances as obtained from direct stakes reading are presented. Their strong correlations with precipitation measured at valley sites allows to compare long-term mean mass balances with precipitation trends (section 5). Finally, the thickness changes of these ice fields since the beginning of the 20th century, as reconstructed from old maps and recent geodetic observa-

¹Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, Centre National de la Recherche Scientifique, Saint Martin d'Hères, France.

²Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zentrum, Zürich, Switzerland.

³Department of Geography, University of Zürich-Irchel, Zürich, Switzerland.



Figure 1. The French Alps. “Mont Blanc” on the map shows the location of the Mont Blanc and Dôme du Goûter ice fields. The Chamonix, Bourg St Maurice, and Besse en Oisans meteorological stations are also plotted.

tions, confirm the absence of significant change (section 6) of the two ice caps.

2. Description of Available Data

[5] The first studies of snow and glaciers in the vicinity of the Dôme du Goûter and Mont Blanc ice fields were carried out by Joseph Vallot at the end of the 19th century [Vallot, 1913]. Moreover, Vallot *et al.* [1948] performed many topographic measurements in the Mont Blanc range in order to produce an accurate topographic map at a scale of 1:20,000. Between 1986 and 2004, several deep ice cores were drilled in the vicinity of Dôme du Goûter for geochemical purposes [e.g., Preunkert *et al.*, 2000; Preunkert *et al.*, 2001]. To interpret these ice cores, respective accumulation rates and ice flow velocities were measured in this area [Vincent *et al.*, 1997]. For this purpose, 20–35 m long stakes were set up between 1993 and 2004 (Figure 2). Given the high accumulation values, the stakes often had to be replaced, sometimes two or three times a year. Moreover, many of the stakes were lost, buried in the snow. Consequently, the accumulation rate is not known for every year at all locations. To convert accumulation data into meters of water equivalent, the snow density was measured in pits and shallow drilling cores. Using the same stakes, the horizontal and vertical components of the velocities have been obtained from repeated topographic survey. In addition, extensive topographic measurements were performed in 2005 on Dôme du Goûter and Mont Blanc ice fields over surface areas of 240,000 m² and 22,500 m², respectively, in order to obtain an accurate digital elevation model.

[6] Radio echo soundings were made in June 1993 and completed in 1999 on Dôme du Goûter ice cap in order to determine the bedrock topography [Vincent *et al.*, 1997; S. Suter, Dépouillement des sondages radar au Col du Dôme, Massif du Mont Blanc, du 1er au 5 juin 1993, Travail de stage pratique réalisé sous la responsabilité de M. Funk et de W. Haeberli, rapport non publié du VAW et de l'EPFZ de Zurich, 1993; S. Suter, unpublished data, 1999]. The Dôme du Goûter glacier bed is very rough with relatively deep, short, and narrow gullies. The ice thickness in this area ranges from 45 m to 140 m. The field methods used to obtain accumulation, velocity and bedrock topography data have been fully described by Vincent *et al.* [1997].

3. Long-Term Mass Balance Deduced From Ice Fluxes Calculated at Dôme du Goûter

[7] In this section we will estimate the accumulation rate required to balance the ice fluxes at Dôme du Goûter. The ice fluxes have been calculated through two sections using thickness and surface ice flow velocity measurements. Using available accumulation, velocity, and glacier bed data, two drainage basin areas have been outlined based on ice flow direction and on the assumption that ice flow follows the steepest surface slopes (Figure 3). The ice flux from a western, WD, and an eastern drainage basin, ED, through respective cross sections has been calculated. The glacier is cold, with negative temperatures (Figure 4) throughout the ice, and the sliding velocity is assumed to be zero [Paterson, 1994]. Consequently, the mean horizontal ice velocity through the cross section is derived from the analytical formulation proposed by Lliboutry [1981]:

$$u(z, H) = ((n+2)/(n+1))u_m \left(1 - (z/H)^{n+1}\right)$$

where $u(z, H)$ is the horizontal velocity (m w.e. yr⁻¹) at depth z , H is the glacier thickness, u_m is the mean velocity (m w.e. yr⁻¹), and n is the Glen flow law exponent. With $n = 3$, the resulting mean horizontal velocity of each cross section is 80% of the horizontal surface velocity. Conversion into ice mass velocities is made with a mean snow density (0.48 ± 0.03) obtained from pit and core measurements (Figure 4). Ice fluxes are then computed by multiplying mean horizontal mass velocity with the cross-section area. Ice flux results are reported in Table 1. The results show that the necessary SMB to compensate the output flux from the west section is 2.1 m w.e. yr⁻¹ on the average over the west drainage basin area, which is almost twice the value calculated for the east drainage basin area (1.1 m w.e. yr⁻¹). These figures correspond to the long-term SMB and likely contain a high level of uncertainty related to the thickness, density, and velocity measurements, and the analytical formulation used to infer mean horizontal velocity in the cross section from horizontal surface velocity. The thicknesses and bedrock topography provided by radar measurements are relatively well known with an uncertainty of ± 5 m on the mean thickness of the cross section. Density measurements range from 0.45 to 0.51 in the top few meters and do not introduce large uncertainties in these calculations. The surface horizontal velocities have been obtained from stake position measurements using

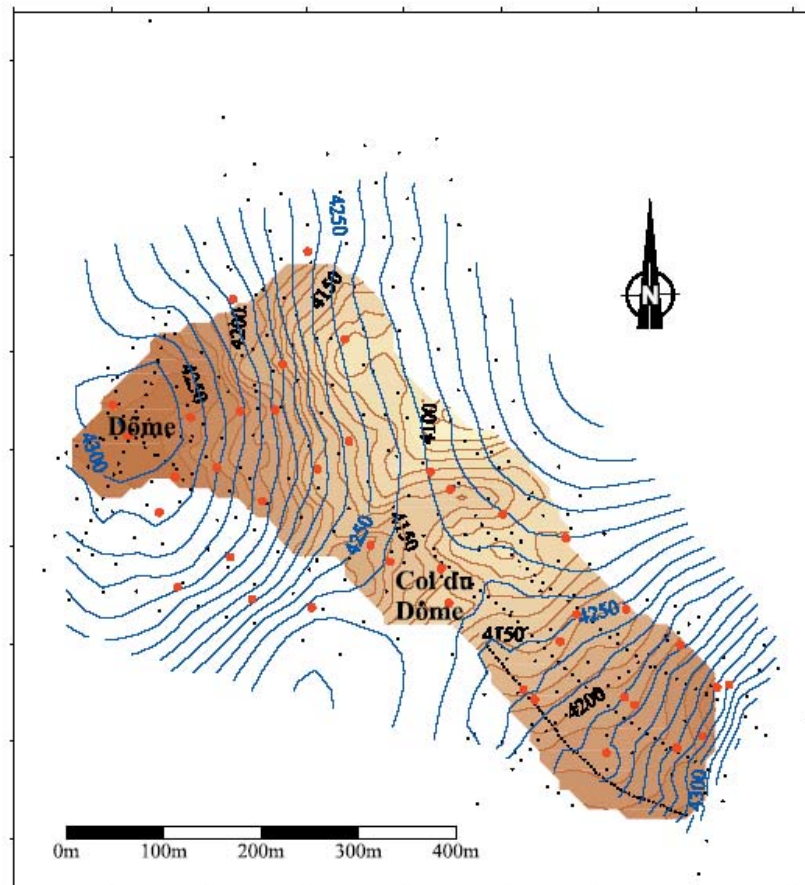


Figure 2. Surface and bedrock topographies of the Dôme du Gôûter area. The large dots show the stake locations. Elevation differences between two contour lines are 5 and 10 m for the surface and bedrock, respectively.

differential GPS surveys or traditional topographical methods. Although the GPS or traditional topographical surveys are very accurate (few centimeters), the stakes tilt with time due to the creep of the snow. From repeated field campaigns carried out on the same stake network, it is possible to calculate that the horizontal surface velocity uncertainty is close to 0.5 m yr^{-1} . The drainage basin areas are probably known with an uncertainty of around $\pm 10 \%$. Using these uncertainties, an error calculation leads to a total uncertainty of $\pm 0.4 \text{ m w.e. yr}^{-1}$ for the computed mean SMB for each drainage basin area. However, additional uncertainty arises from the lack of knowledge of firn deformation in the upper layers and consequently the analytical formulation given by *Lliboutry* [1981] used for the mean horizontal velocity calculation can be subject to question. For this reason, these calculated long-term SMBs must be checked by an independent method.

[8] The mean SMB can also be determined using the vertical velocity observations. Submergence velocities were calculated from $w_s = w - u \tan \alpha$, where u and w are the measured horizontal and vertical components of the surface

velocity and $\tan \alpha$ the surface slope [*Paterson*, 1994]. The submergence velocities obtained from repeatedly taken stake observations between 1993 and 2004 are plotted in Figure 5f. These values have been integrated over the drainage basin areas using kriging interpolation to obtain the total submerging ice flux. Total submergence is $125,900 \text{ m}^3 \text{ w.e. yr}^{-1}$ on WD and $57,000 \text{ m}^3 \text{ w.e. yr}^{-1}$ on ED resulting in respective mean rates of 2.7 and 1.2 m w.e. yr^{-1} (Table 2). Assuming an uncertainty of ± 0.03 for the density and $\pm 0.1 \text{ m}$ for the vertical velocity component, the uncertainty of mean submergence velocities is $\pm 0.35 \text{ m w.e. yr}^{-1}$. Given that each value results from two or three topographic surveys, the level of confidence is high.

[9] These results agree well with previous results obtained from the cross-section ice fluxes. Consequently, the submergence velocities, which do not depend on flow formulation, appear to offer a good way of assessing the long-term average SMB. Values obtained so far show only the long-term mean but do not allow to analyze interannual variations or trends over the respective time periods. Still, a few measured annual accumulation rates provide the link

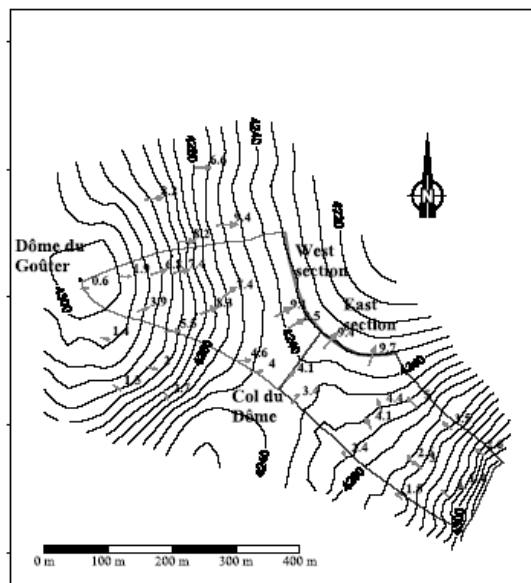


Figure 3. Mean observed horizontal velocities (1993–2004) at Dôme du Goûter (m yr^{-1}). The two drainage basin areas (west and east) used for the ice flux calculations are shown on the figure.

between mass accumulation at the high summit domes and precipitation records from valley stations.

4. Short-Term Surface Mass Balance

[10] Snow accumulation measurements are not available at every site for each year due to access restrictions, high accumulation rates, and the difficulties involved in replacing the stakes. However, accumulation data are available in the western part of Col du Dôme for the years 1993–1994, 1994–1995, 1997–1998, and 1998–1999 (Figure 5). The most striking feature of Figure 5 is the high spatial gradients of accumulation. The Dôme du Goûter summit is exposed to strong winds predominately from south or southwest. This results in very low accumulation rates on the summit with less than $0.6 \text{ m w.e. yr}^{-1}$, whereas they can reach up to 3 m w.e. yr^{-1} in the immediate lee of the summit dome. Although total accumulation varies from year to year, the patterns of spatial distribution vary little as can be seen from the 4 years example in Figures 5a–5d. The average accumulation over the 4 years (Figure 5e) is in good agreement with the submergence rates (Figure 5f).

[11] The latter represent the long-term average SMBs, which can be easily used to obtain reliable mean accumulation values during several decades over the area. By contrast to accumulation data, submergence velocity data only requires topographic measurements over a few months. From mass balance observations (Figures 5a to 5d), average accumulations within this area of 2.00, 2.46, 1.94, and $2.44 \text{ m w.e. yr}^{-1}$ have been calculated for the years 1993–1994, 1994–1995, 1997–1998, and 1998–1999, respectively. Finally, the mean accumulation over these 4 years is $2.21 \text{ m w.e. yr}^{-1}$, very close to the average

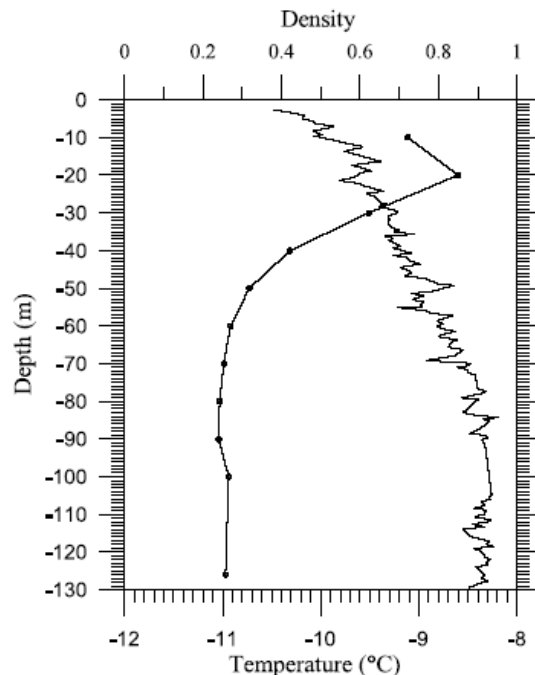


Figure 4. Snow/ice density and temperature versus depth from drilling core data at Dôme du Goûter in 1994.

submergence velocity ($2.16 \text{ m w.e. yr}^{-1}$) over the area. This last figure is the result of averaging over the area represented in Figure 5, which is different from the drainage basins of the previous section. This explains the difference with respect to the average submergence velocity ($2.7 \text{ m w.e. yr}^{-1}$) of the previous section. The good agreement between the average submergence velocity and the 4-years-averaged observed accumulation does not prove that Dôme du Goûter is in a steady-state, as the average accumulation results from only 4 years of observations. However, this analysis shows that the recent observed snow accumulation pattern is maintained from year to year and is similar to the long-term mass balance pattern. We will now assess the temporal accumulation variability and estimate the snow accumulation change

Table 1. Ice Flux Calculations for West and East Cross Sections, as Shown in Figure 3

	West Cross Section	East Cross Section
Width, m	170	128
Mean thickness, m	147	110
Cross-section area, m^2	24,990	14,104
Observed horizontal surface velocity, m yr^{-1}	9.8	9.5
Horizontal surface velocity, m w.e. yr^{-1}	4.7	4.6
Mean horizontal velocity in the section, m w.e. yr^{-1}	3.8	3.6
Flux in the section, $\text{m}^3 \text{ w.e. yr}^{-1}$	94,042	51,451
Drainage basin surface area, m^2	45,940	46,800
Computed mean surface mass balance over the drainage basin area, m w.e. yr^{-1}	2.1	1.1

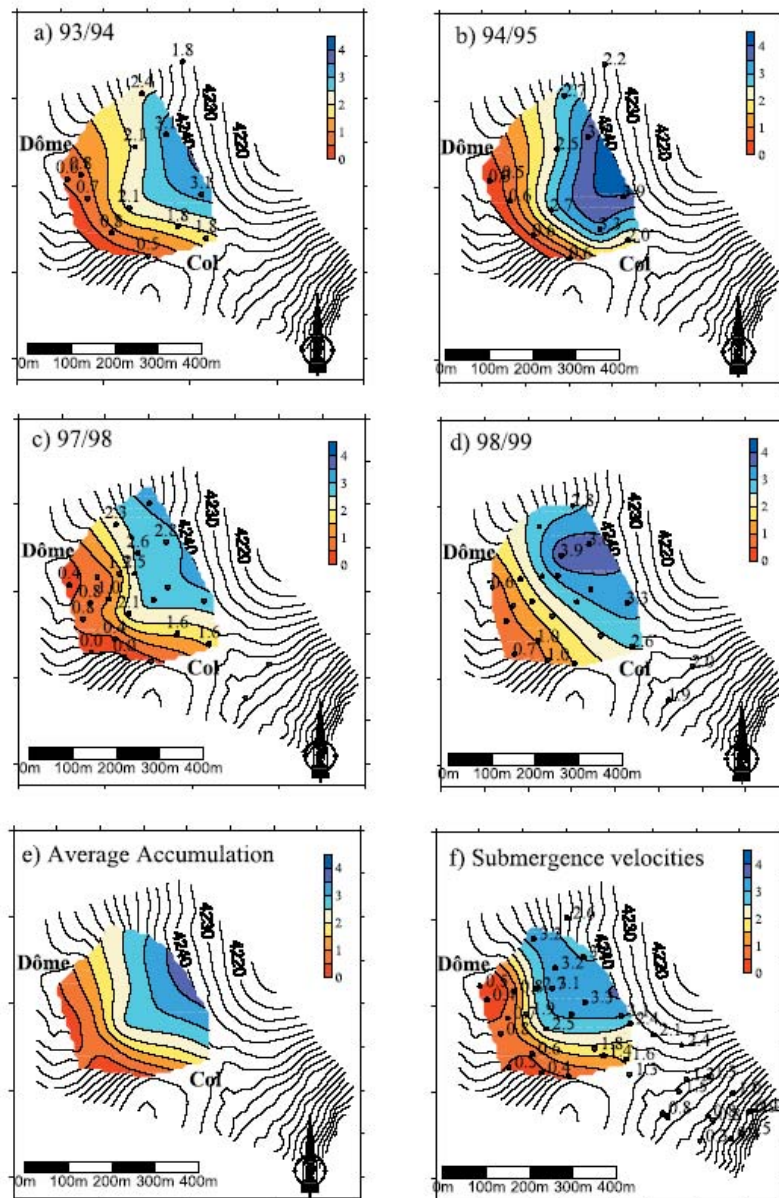


Figure 5. Observed annual accumulation for the years (a) 1993–1994, (b) 1994–1995, (c) 1997–1998, and (d) 1998–1999, (e) average annual accumulation for the above years, (f) submergence velocities. All data are in m w.e. yr^{-1} .

in the past. For this purpose, accumulation values have been compared to valley precipitation data.

5. Correlation Between Surface Mass Balance and Valley Precipitation

[12] The closest meteorological station is Chamonix, at an elevation of 1000 m a.s.l., and 8 km from Dôme du Gouter.

To compare high elevation accumulation and valley precipitation, a site with numerous accumulation observations has been selected. This site is located 130 m north of the Col du Dôme. Owing to the very high spatial accumulation variability, it is essential to analyze data originating from the same location. On this site, 22 observations are available for time periods ranging from 33 to 221 days between 1994 and 2004. These observations have been divided by the number

Table 2. Ice Flux Calculations Over the West and East Drainage Basin Areas

	West Drainage Basin Area	East Drainage Basin Area
Surface area, m ²	45,940	46,800
Flux from integrated submergence velocities over the surface, m ³ w.e. yr ⁻¹	125,900	57,000
Computed mean surface mass balance over the drainage basin area, m w.e. yr ⁻¹	2.7	1.2

of days to obtain mean daily accumulation, so the relationship between accumulation and valley precipitation does not depend on the elapsed time between readings. Data are plotted in Figure 6 and show a straightforward relationship between accumulation and valley precipitation. This relationship reveals a correlation coefficient of 0.73 and 0.76 for a linear regression and a power law regression, respectively. Note also that the spatial accumulation distribution depends strongly on wind influence. It is likely that this relationship is valid provided that the wind pattern over the last decade is representative of the long-term wind distribution. However, as a first approximation, one can assume that the total accumulation over the whole area of Dôme du Goûter is roughly related to the total precipitation at Chamonix and that the accumulation variability is similar to the annual precipitation variability. This assertion will be discussed in section 7.

[13] The next step consists of investigating the precipitation variability observed at meteorological stations in valley

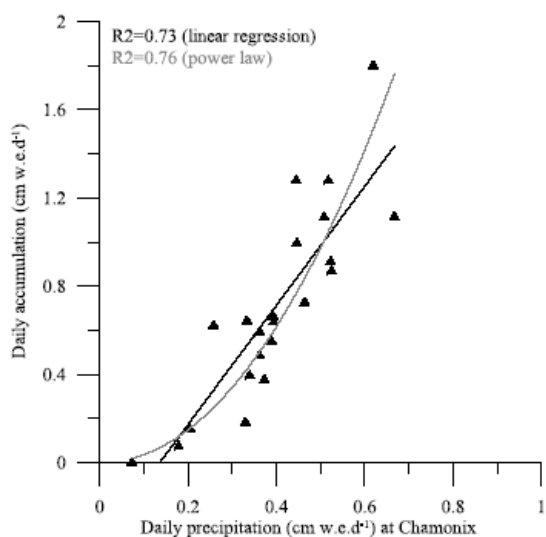


Figure 6. Relationship between observed Dôme du Goûter accumulation (cm w.e. d⁻¹) and Chamonix precipitation (cm w.e. d⁻¹). This relationship has been established from 22 accumulation observations on a site 130 m North of the Col du Dôme. These observations were carried out for time periods ranging from 33 to 221 days and have been divided by the number of days.

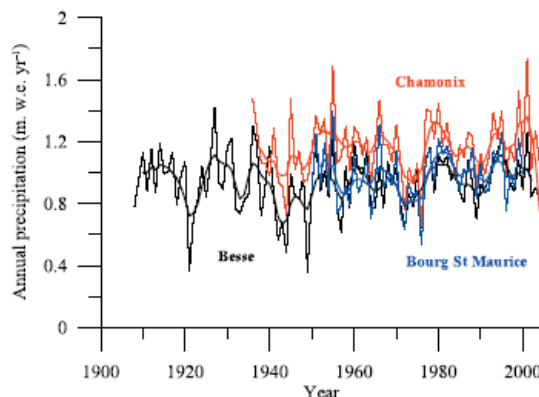


Figure 7. Annual precipitation (m w.e. yr⁻¹) over the 20th century for three meteorological stations in the French Alps. The curves show the 5-year running averages.

locations. For this purpose, the longest precipitation data series in the French Alps have been used, i.e., those of Besse en Oisans and Bourg Saint Maurice, 30 km and 95 km from Chamonix, respectively. This data, reported in Figure 7, reveals a strong annual variability but a weak decadal variability. Although the meteorological stations are far away and although the Besse en Oisans and Bourg Saint Maurice precipitation rates are much lower than those of Chamonix, the 5-year average shows similar temporal changes. From this data, it can be seen that the decadal precipitation (not shown in Figure 7) did not vary by more than $\pm 10\%$ over the 20th century.

[14] At first glance, this assertion might seem to conflict with the results of previous studies. It has been shown that winter accumulation observed on the Sarennes glacier (Western Alps) increased by an average of 17 % over the 1982–2002 period, compared to the 1954–1976 period [Vincent *et al.*, 2004]. Moreover, the same study revealed that this winter accumulation rise was consistent with the winter precipitation (October to May) increase (+15%) observed at the Western Alp meteorological stations. However, compared to the average over the whole 20th century, the 1977–2004 winter precipitation average is only 10% higher. In addition, by taking into account the total annual precipitation, which seems to be the main contribution to the SMB change above 4300 m a.s.l., the precipitation since 1977 is only 6% higher than the 20th century average. As a result, we conclude that variability of valley precipitation on a decadal timescale is very low. From the relationship between high-altitude accumulation and valley precipitation, this result suggests that a small change in accumulation should be expected at very high altitude. However, the reliability of the relationship between snow accumulation and precipitation could be subject to question and these preliminary conclusions will have to be checked by other independent studies.

6. Thickness Variations

[15] Thickness variations have been deduced by comparing two digital elevation models computed from recent

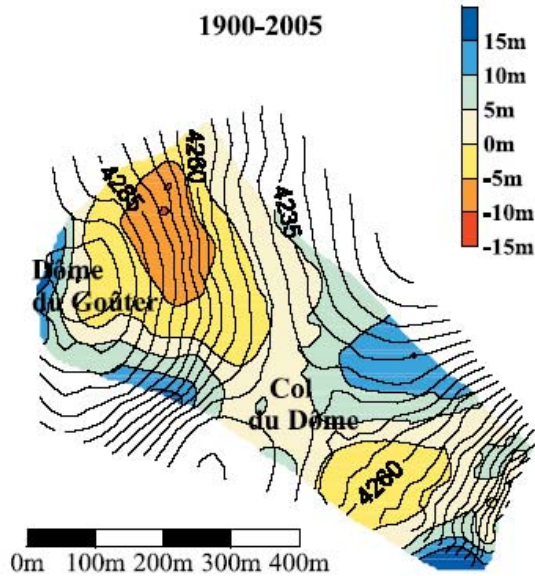


Figure 8. Thickness changes (m) at Dome du Goûter between 1905 and 2005, from an old map and recent geodetic measurements.

geodetic measurements and an old map dating back to the beginning of the 20th century. Measurements using differential GPS (Global Positioning System) were carried out in 2005 and are accurate to within a few centimeters. The old map [Vallot *et al.*, 1948] was established in 1905. The accuracy of this map is unknown but the comparison of surface elevations on ice-free areas suggests that altitude is accurate to within a few meters. This data is available for the Mont Blanc and Dôme du Goûter ice fields. The results are reported in Figures 8 and 9. The most striking features of these figures are the small thickness changes observed over the 20th century. For both areas, thickness variations do not exceed ± 15 m. The average changes are +2.6 m at Dôme du Goûter and -0.3 m at Mont Blanc. Considering the uncertainty interval, i.e., ± 5 m (yellow in Figures 8 and 9), it can be concluded that no significant thickness change is detectable over most of these areas. These results contrast with large changes observed on the tongues of the glaciers in the Mont Blanc area. For instance, the Mer de Glace glacier has thinned by more than 150 m at 1600 m a.s.l. since the beginning of the 20th century [Vincent, 2002]. More generally, in the Mont Blanc area, every glacier tongue below 2000 m a.s.l. thinned by more than 100 m since the beginning of the 20th century.

7. Discussion

[16] All these results suggest that the SMB at Dôme du Goûter and Mont Blanc did not experience any significant changes over the 20th century. However, before drawing firm conclusion about mass balance change over the 20th century for these high-elevation areas, several points deserve some comments.

[17] First, the relationship between accumulation and precipitation could be subject to question. It can be argued that precipitation and wind pattern have changed simultaneously and that the absence of accumulation change does not systematically reflect an absence of precipitation change. Indeed, just as wind patterns explain the high spatial accumulation variations on Dôme du Goûter, accumulation changes with time could be related to wind direction changes. However, on Dôme du Goûter, measurements were carried out over a large surface area with different expositions. Consequently, the SMB changes in time are likely to be representative of the precipitation changes in these high-elevation areas.

[18] Second, the absence of thickness changes in high accumulation zones does not provide absolute proof of a steady SMB. Indeed, as demonstrated below, ice thickness change observations do not closely reflect SMB data. In fact, it can be argued that an ice flux increase (decrease) resulting from a SMB rise (drop) could lead to an ice flow velocity increase (decrease) with almost no thickness change. The influence of temperature change on the ice flow could also be subject to question, as the deformation rate of ice depends greatly on temperature. However, for this negative temperature (-11°C at Dôme du Goûter and -17°C at Mont Blanc), the change in flow parameter is less than 10% per $^{\circ}\text{C}$ [Paterson, 1994, p. 97]. Given that secular warming is $+1^{\circ}\text{C}/\text{century}$ in the Alps [Böhm *et al.*, 2001], temperature change cannot influence ice flow significantly. However, the most important is the relationship between thickness change and ice flux. As can be seen in Figure 4, the ice temperature is below zero from the surface to bedrock. As a consequence, the glacier is frozen to its bed and no sliding occurs. According to Glen's flow law and the laminar flow assumption [Paterson, 1994, p. 251], the depth averaged horizontal ice velocity is proportional to α^3 and H^4 and therefore the ice flux to α^3 and H^6 , where α is the surface slope and H is the glacier thickness. This means that, to a first-order approximation and in the absence of

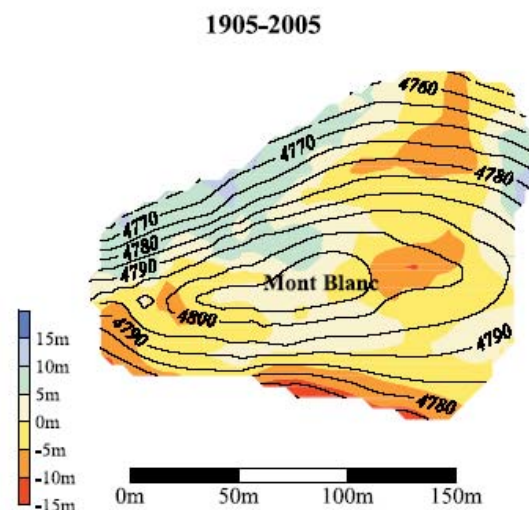


Figure 9. Thickness changes (m) on the Mont Blanc ice cap between 1905 and 2005.

large slope changes with time, the relative change in ice thickness is 1/5 of the relative flux change or relative change in SMB. Therefore the ice thickness is not highly sensitive to SMB. For instance, a thickness change greater than 10% on the Dome du Gôûter ice cap would require a SMB change of more than 50%.

[19] In the future, the influence of climate change on these high-elevation glaciated areas could be different. Over the next 100 years, according to climate scenarios [IPCC, 2001], the temperature could increase within a range of +1.5 to +6°C. The impact such conditions could have on precipitation quantities remains unknown. However, the change in temperature would definitely affect the precipitation phase. During the summer, a significant part of precipitation would be liquid above 4300 m a.s.l. and would percolate into the firn. In addition, the meltwater resulting from summer surface melting could also percolate into the snow and refreeze in the deep layers. This process, far more efficient than heat conduction, would raise the temperature of the firn. In this way, the ice temperature at the bed could reach the melting point much more quickly than by mere heat conduction and the glacier could start to slide over its bed. Consequently, the dynamics of the glacier could be entirely modified.

8. Conclusions

[20] Geodetic measurements carried out in 1905 and 2005 on the highest ice fields of the Mont Blanc range indicate small thickness changes and show that these very high-elevation glaciated areas have not been significantly affected by climate change over the last 100 years.

[21] At Dôme du Gôûter, ice fluxes calculated from horizontal velocities and thickness measurements through two cross sections agree well with the ice fluxes determined from submergence velocity measurements. These ice fluxes allowed us to determine the long-term SMB over this area. Moreover, the average 4-year accumulation observations are close to this long-term SMB and show the same spatial pattern. The comparison between observed accumulation and valley meteorological data suggests a low decadal variability of snow accumulation and no SMB trend over the 20th century. Given that (1) the long term accumulation rate, calculated from ice fluxes or submergence velocities, is very close to the average accumulation rate observed over the period 1993–1995 and 1997–1999, (2) there is a good relationship between the accumulation change at Dome du Gôûter and the valley precipitation change, and (3) the 1993–1995 and 1997–1999 mean valley precipitation rate (1.35 m w.e. yr⁻¹) is close to the 20th century mean precipitation rate (1.26 m w.e. yr⁻¹), we can conclude that the Dôme du Gôûter SMB did not change significantly over the whole 20th century. Although thickness changes are not highly sensitive to accumulation changes, these results concerning accumulation could explain the very small changes observed at high altitudes on these ice fields. In any case, this study reveals that the very high-elevation ice fields in the Mont Blanc area have not been affected by the climate warming. The 20th century climate warming affected the atmospheric temperature in the Alps by +1°C [Böhm et al., 2001]. However this change did not significantly affect the ice deformation rate in the high-altitude ice fields since

the ice temperature remains far below the melting point and therefore keeping the glacier frozen to its bed.

[22] Over the next 100 years, according to climate warming scenarios, a significant part of precipitation could become rain above 4300 m a.s.l. which could warm up the deep firn and ice. Some studies show that substantial warming of the firn temperature at shallow depths has taken place over the last few decades [Lüthi and Funk, 2001; Suter et al., 2001]. Should this warming reach the bottom ice, the ice dynamics would be greatly modified. This question will be closely examined in a subsequent study based on ice temperature data for Dôme du Gôûter glacier, from measurements in deep drill holes over the last decade.

[23] **Acknowledgments.** The authors would like to thank all those who took part in collecting the extensive field measurements on these glaciers, especially those who suffered altitude sickness. This study has been funded by Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble (OSUG) and by the European Programs ALPCLIM and CARBOSOL. This work was also supported by the city of Chamonix Mont-Blanc. We thank the town council of Chamonix for providing an authorization to carry out field measurements on the top of Mont Blanc. We thank also Météo-France for providing meteorological data.

References

- Berthier, E., Y. Arnaud, D. Baratoux, C. Vincent, and F. Rémy (2004), Recent rapid thinning of the Mer de Glace glacier derived from satellite optical images, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L17401, doi:10.1029/2004GL020706.
- Böhm, R., I. Auer, M. Brunetti, M. Maugeri, T. Nanni, and W. Schöner (2001), Regional temperature variability in the European Alps 1760–1998, *Int. J. Climatol.*, **21**, 1779–1801.
- Dyurgerov, M. B., and M. F. Meier (1999), Analysis of winter and summer glacier mass balances, *Geogr. Ann., Ser. A*, **81**, 541–554.
- Haeberli, W. (1995), Glacier fluctuations and climate change detection, *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **18**, 191–199.
- Haeberli, W., M. Hoelzle, S. Suter, and R. Frauenfelder, (Compilers) (1998), *Fluctuations of Glaciers, 1990–1995*, vol. VII, U. N. Educ. Sci. Cult. Org., Paris.
- Haeberli, W., M. Maisch, and F. Paul (2002), Mountain glaciers in global climate-related observation networks, *World Meteorol. Org. Bull.*, **51**(1), 1–8.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2001), *Climate Change 2001: The Scientific Basis: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by J. T. Houghton et al., 881 pp., Cambridge Univ. Press, New York.
- Llibouty, L. (1981), A critical review of analytical approximate solutions for steady state velocities and temperatures in cold ice sheets, *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, **15**, 135–148.
- Lüthi, M. (1999) Flow modeling and rheological investigations of cold firn: A case study at Colle Gnifetti, Ph. D. thesis, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zurich, Switzerland.
- Lüthi, M., and M. Funk (2001), Modelling heat flow in a cold, high-altitude glacier: Interpretation of measurements from Colle Gnifetti, Swiss Alps, *J. Glaciol.*, **47**, 314–324.
- Oerlemans, J. (2001), *Glaciers and Climate Change*, A. A. Balkema, Brookfield, Vt.
- Ohmura, A. (2004), Cryosphere during the Twentieth Century, in *The State of the Planet. Frontiers and Challenges in Geophysics*, IUGG Geophys. Monog., **150**, 239–257.
- Paterson, W. S. B. (1994), *The Physics of Glaciers*, 3rd ed., Elsevier, New York.
- Paul, F., A. Käab, M. Maisch, T. Kellenberg, and W. Haeberli (2004), Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L21402, doi:10.1029/2004GL020816.
- Preunkert, S., D. Wagenbach, M. Legrand, and C. Vincent (2000), Col du Dôme (Mt Blanc Massif, French Alps) suitability for ice core studies in relation with past atmospheric chemistry over Europe, *Tellus, Ser. B*, **52**, 993–1012.
- Preunkert, S., M. Legrand, and D. Wagenbach (2001), Sulfate trends in a Col du Dôme (French Alps) ice core: A record of anthropogenic sulfate levels in the European mid-troposphere over the 20th Century, *J. Geophys. Res.*, **106**, 31,991–32,004.

- Suter, S. (2002), Cold firn and ice in the Monte Rosa and Mont Blanc areas: Spatial occurrence, surface energy balance and climate evidence, Ph. D. thesis, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, Switzerland.
- Suter, S., M. Laternser, W. Haerberli, M. Hoelzle, and R. Frauenfelder (2001), Cold firn and ice of high-altitude glaciers in the Alps: Measurements and distribution modeling, *J. Glaciol.*, *47*, 85–96.
- Vallot, H., J. Vallot, and C. Vallot (1948), *Cartes du Massif du Mont Blanc à l'échelle de 1:20 000*, Edition Girard, Barrère et Thomas, France.
- Vallot, J. (1913), Valeur et variations de la température profonde du glacier au Mont Blanc, *C. R. Hebd. Séances Acad. Sci. (Paris)*, *156*(20), 1575–1578.
- Vincent, C. (2002), Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances, *J. Geophys. Res.*, *107*(D19), 4375, doi:10.1029/2001JD000832.
- Vincent, C., M. Vallon, J. F. Pinglot, M. Funk, and L. Reynaud (1997), Snow accumulation and ice flow at Dôme du Goûter (4300 m), Mont Blanc, French Alps, *J. Glaciol.*, *43*, 513–521, (Erratum, *J. Glaciol.*, *44*, 194, 1998.)
- Vincent, C., G. Kappenberger, F. Valla, A. Bauder, M. Funk, and E. Le Meur (2004), Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th Century, *J. Geophys. Res.*, *109*, D10104, doi:10.1029/2003JD003857.
- Vincent, C., E. Le Meur, D. Six, and M. Funk (2005), Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L09706, doi:10.1029/2005GL022552.
- M. Funk, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zentrum, Zürich, Switzerland.
- M. Hoelzle, Department of Geography, University of Zürich-Inchel, Zürich, Switzerland.
- E. Le Meur, S. Preunkert, D. Six, and C. Vincent, Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, Centre National de la Recherche Scientifique, 54 rue Molière, BP 96, F-38402 Saint Martin d'Hères, France. (vincent@lgge.obs.ujf-grenoble.fr)

III.2.3 Conclusions

Les observations détaillées au Dôme du Goûter (4300 m) et au Mont-Blanc (4800m) ont permis d'analyser l'évolution des bilans de masse de surface dans les régions les plus élevées du massif alpin. Les campagnes de mesures au Dôme du Goûter ont montré que, à ces altitudes, l'ablation de surface est négligeable et que le bilan de masse est principalement contrôlé par l'accumulation de neige (toute l'année). Du fait de l'influence du vent, ces accumulations sont très variables d'un site à l'autre. L'accumulation est de 60 cm d'eau par an au sommet du Dôme alors qu'elle dépasse 3 m d'eau par an à 200 m de distance du Dôme. Malgré cette très forte variabilité spatiale, nos observations mettent en évidence une distribution spatiale très régulière.

Les flux de glace du Dôme du Goûter, obtenus à partir des observations d'épaisseur et des vitesses d'écoulement, sont très similaires à l'accumulation de surface. Il en résulte que la surface englacée n'est pas très éloignée d'un état stationnaire. Par ailleurs, l'accumulation est bien corrélée aux précipitations de vallée. L'analyse des plus longues séries de précipitations (Chamonix, Bourg-Saint-Maurice, Besse en Oisans,) indique des variations quinquennales qui ne dépassent pas 10% de la valeur moyenne séculaire. Enfin, les observations topographiques détaillées des petites calottes glaciaires qui recouvrent ces sommets, Dôme du Goûter et Mont-Blanc, réalisées en 2005 et comparées avec celles de Vallot en 1905, montrent que les épaisseurs de glace n'ont pas changé de plus de quelques mètres (qui est dans la marge d'incertitude) au cours des 100 dernières années. L'ensemble de ces résultats prouve que les bilans de masse de surface ont très peu varié à ces très hautes altitudes et n'ont pas été affectés par les changements climatiques du 20^{ème} et du début du 21^{ème} siècle.

III.3 Réchauffement des glaciers froids de très haute altitude

III.3.1 Introduction

Dans les Alpes, les glaciers dits « froids » (à température négative) se situent généralement au dessus de 3500 m (Suter, 2002). Néanmoins, il n'est pas rare de trouver de la glace froide à plus basse altitude jusqu'à 3200 m. Comme nous le verrons plus loin, les mesures à 12 m de profondeur au glacier de Rochemelon ont révélé des températures négatives de $-2.0^{\circ}\text{C} \pm 0.3^{\circ}\text{C}$ (Vincent et al., 2004) à 3220 m d'altitude. Dans le cadre d'une étude du projet de funiculaire sous glaciaire aux Deux Alpes, en 1988, M. Vallon et C. Rado avaient montré, en réalisant des forages en profondeur dans le glacier du Mont de Lans, que certaines régions du glacier situées vers 3300 m d'altitude étaient froides, de -2°C à -3°C entre 15 et 30 m de profondeur (Vallon, 1988). Dans le massif du Mont Blanc, au glacier de Tête Rousse à 3150 m d'altitude, nous avons été surpris de mesurer des températures négatives vers 12 m de profondeur, comprises entre -1.3 et -2.6°C (Vincent et al., 2008). Le régime thermique des glaciers de haute altitude dépend à la fois des flux d'énergie en surface (principalement conditionnés par l'altitude et l'exposition), de l'accumulation de neige qui joue le rôle d'isolant et de la provenance de la glace. En effet, certains sites glaciaires d'altitude moyenne sont parfois à températures négatives parce que la glace provient de régions plus élevées et que cette glace s'est formée dans des conditions froides. L'accumulation de neige est un paramètre fondamental car elle peut limiter considérablement la propagation de l'onde froide de l'hiver vers l'intérieur du glacier. Au contraire, le glacier a d'autant plus de chances

d'avoir une température négative que son accumulation est réduite. Enfin, l'influence du flux de chaleur à la base du glacier est aussi déterminante. Ce flux est conditionné par le flux géothermique et par les flux de chaleur latéraux en direction des faces rocheuses ou englacées. Les températures négatives du glacier de Tête Rousse pourraient, par exemple, s'expliquer en partie par sa situation géographique : ce glacier est perché sur un contrefort dont trois faces sont dégarnies de glace. Ces faces rocheuses subissent ainsi l'influence du refroidissement atmosphérique. Les mesures de températures dans les forages de haute altitude, jusqu'au socle rocheux, sont très peu nombreuses et malheureusement assez récentes. Au Col Gnifetti, au Mont Rose (Suisse), les collègues suisses ont mesuré des températures dans un forage de 120 m de profondeur en 1982. Le profil est caractéristique d'un profil à l'état stationnaire (Haeberli et Funk, 1991) avec des températures plus froides en surface, hormis le signal saisonnier de surface. En revanche, un nouveau profil de températures mesurées dans un forage en 1997, révèle une inversion de températures dans les 40 premiers mètres et met en évidence un fort réchauffement atmosphérique entre 1982 et 1997 (Lüthi et Funk, 2001). Au Col du Dôme, nous avons installé des chaines de thermistances dans deux forages en profondeur réalisés jusqu'au lit rocheux, au même site, à 10 ans d'intervalle, en 1994 et en 2004. Les observations de températures ont pu être prolongées jusqu'en 2005.

III.3.2. L'évolution des températures du glacier du Col du Dôme.

Climate warming revealed by englacial temperatures at Col du Dôme (4250 m, Mont Blanc area)

Christian Vincent,¹ Emmanuel Le Meur,¹ Delphine Six,¹ Philippe Possenti,¹ Eric Lefebvre,¹ and Martin Funk²

Received 8 March 2007; revised 5 June 2007; accepted 19 June 2007; published 18 August 2007.

[1] Temperatures were measured in two deep boreholes drilled at the same location in the ice at Col du Dôme (4250 m) in 1994 and 2005, providing clear evidence of atmospheric warming. The 1994 temperature profile was already far from steady state conditions. Results from a heat transfer model reveal that the englacial temperature increase cannot be explained solely by atmospheric temperature rise. The latent heat produced by the refreezing of surface meltwater below the surface also contributes to the englacial temperature increase. Although surface melting is normally very low at this altitude, this contribution became significant after 1980 for temperatures at the top of the borehole. Simulations for different climatic scenarios show that glaciated areas located between 3500 and 4250 m could become temperate in the future. This warming could have a major impact on the stability of hanging glaciers frozen to their beds if the melting point is reached. **Citation:** Vincent, C., E. Le Meur, D. Six, P. Possenti, E. Lefebvre, and M. Funk (2007), Climate warming revealed by englacial temperatures at Col du Dôme (4250 m, Mont Blanc area), *Geophys. Res. Lett.*, 34, L16502, doi:10.1029/2007GL029933.

1. Introduction

[2] The temperature distribution within cold glaciers is strongly related to the surface energy balance and provides an excellent tool to investigate climate change in very high mountains and in polar regions [Ritz, 1989; Salamatin *et al.*, 1998]. Given that the necessary altitude to maintain cold glaciers is higher than 3500 or 4000 m in the Alps, depending on exposition [Suter, 2002], the number of study locations is limited. Until now, most deep alpine glacier temperature data have come from investigations carried out at Colle Gnifetti (Monte Rosa, Swiss Alps) between 1982 and 1997 [Haeblerli and Alean, 1985; Haeblerli and Funk, 1991; Lüthi and Funk, 2001; Suter *et al.*, 2001; Suter, 2002]. The 1982 temperature profile measured in a 120-m borehole at Colle Gnifetti exhibits a near steady-state profile with coldest temperatures at the surface. Haeblerli and Funk [1991] and Lüthi and Funk [2001] concluded that no influence of warming since the beginning of the 20th

century was discernible. On the other hand, the 1997 temperature profile at Colle Gnifetti shows a temperature inversion in the upper 40 m related to strong atmospheric warming between 1982 and 1997.

[3] Analysis of temperature profiles requires heat flow and ice vertical/horizontal advection modelling. Large uncertainties are introduced by the value of the basal heat flux. The basal temperature gradient is driven directly by the basal heat flux which is strongly influenced by the local topography. Therefore, to compare temperature data from boreholes made at different locations, as was the case for Colle Gnifetti, the spatial variability of the basal heat fluxes must be taken into account [Lüthi and Funk, 2001].

[4] Two deep ice borehole temperature profiles were measured in 1994 and in 2005 at Col du Dôme (4250 m, Mont Blanc area). For easier analysis of temperature change, these two boreholes were drilled at the same location. This allows us to remove the effect of basal heat flux variability and reduce the effect of horizontal advection in ice.

2. Measurements

[5] In June 1994, temperature measurements were made in the 140-m deep borehole drilled for the European Alpclim program. From a second borehole drilled in October 2004 for the European Carbosol program, a new vertical temperature profile was obtained for the same location (9 meters apart). Thermistors with 0.05°C accuracy were installed in both boreholes after drilling completion. In 1994, temperatures were obtained 3 days after drilling completion. In 2004, temperatures were measured 5 days after drilling completion, and again 6 months later in the same borehole. Tests repeated in October 2004, January 2005 and April 2005 show that these deep borehole temperatures, measured with different thermistors, were consistent ($\pm 0.06^\circ\text{C}$).

[6] Figure 1a (dots) shows the temperature profiles for 1994 and 2005. The age of the firn or ice is 8, 31 and 100 years old at 40, 90 and 120 m depth respectively [Vincent *et al.*, 1997]. Basal temperature is -11°C for both boreholes and the lower 50 meters of ice do not show any significant change in englacial temperature. On the other hand, a strong warming of firn or ice can be seen in the 90-meter upper part from 1994 to 2005. Moreover, note that the 1994 temperature profile was far from a steady state profile, which would exhibit a sustained cooling from the bottom to the top, apart from the top 15 meters influenced by seasonal variations.

¹Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, Centre National de la Recherche Scientifique, Saint Martin d'Hères, France.

²Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Eidgenössische Technische Hochschule Zentrum, Zurich, Switzerland.

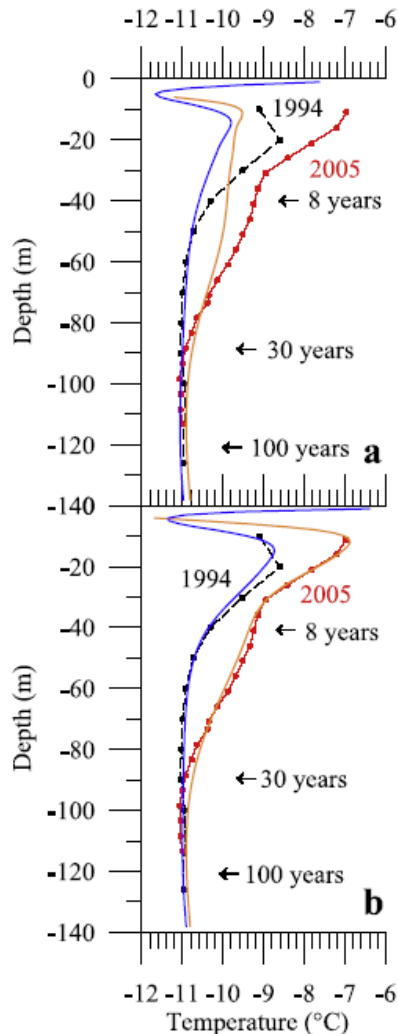


Figure 1. Englacial temperatures measured in boreholes at Col du Dôme du Goûter in 1994 (black dotted) and 2005 (red dotted). Modelled englacial temperatures (a) without taking into account the latent heat flux resulting from surface meltwater refreezing (1994 in blue, 2005 in orange) and (b) taking into account the latent heat flux resulting from refreezing (1994 in blue, 2005 in orange). The initial conditions of modelled temperatures in 2005 are the measured temperatures in 1994. For the 1994 simulation, the initial conditions were set to a steady state profile with -11.9°C at the bottom and -12.8°C at the surface, at the beginning of the 20th century. The age of the ice at certain depths is shown.

[7] Proper heat flow modelling is thus required for a thorough climatic interpretation of these data.

3. Data Analysis Based on Heat Flow Modelling

[8] According to *Malvern* [1969] and *Hutter* [1983], the heat-transfer equation within a cold glacier can be written as follow:

$$\partial T / \partial t = \nabla(k \nabla T) - v \nabla T + Q_f / \rho c_i$$

where T is the firn/ice temperature, k the thermal diffusivity, v the glacier flow velocity vector and Q_f the latent heat released during freezing. Englacial temperatures and their changes are computed at daily intervals using an explicit finite-difference scheme with a one meter horizontal layer thickness (further experiments with 0.5 m and 2 m layer thicknesses gave the same results). Heat production coming from deformation is neglected. At Dôme du Goûter, the glacier is frozen to its bed. Therefore no sliding occurs and the bottom horizontal velocity is zero. As pointed out by *Lüthi and Funk* [2001], one of the main problems related to borehole temperature comparisons lies in the spatial variability of basal heat fluxes encountered in high elevation mountains. As the 1994 and 2005 boreholes were drilled only 9 m apart, the basal heat flux can be considered unchanged. Other difficulties can arise from surface boundary conditions which vary strongly with topography (shading, surface inclination, accumulation). Again, given that the boreholes were drilled at the same location and that the surface horizontal velocity is only 8 m yr^{-1} [*Vincent et al.*, 2007], it can be reasonably assumed that the snow layers in the two boreholes originate from the same area. Thus, the influence of heat flow coming from horizontal advection in ice cannot be responsible for the observed temperature changes between 1994 and 2005. Consequently, these changes are mostly driven by vertical advection in firn/ice, heat conduction and latent heat resulting from surface meltwater refreezing at depth. Vertical advection in ice is derived from the analytical formulation used by *Ritz* [1987], *Vincent et al.* [1997], and *Vincent et al.* [1998], including horizontal flow. However, model studies show almost no sensitivity to the formulation used for vertical advection in firn/ice and a simplified linear relationship gives the same results.

3.1. Recent Change

[9] Figure 1 displays heat flow modelling results relative to June 1994 and April 2005 (continuous lines without dots). Boundary surface temperatures have been obtained using valley meteorological data and a fixed vertical lapse-rate ($5.6^{\circ}\text{C km}^{-1}$). Meteorological temperatures comes from Lyon (Météo France). Surface accumulation has been inferred from precipitation at Besse using a multiplication factor of 3.0. This factor is deduced from numerous measurements made within the area [*Vincent et al.*, 2007]. Basal heat flux has been set to 15 mW m^{-2} , which leads to a temperature gradient of $0.0067^{\circ}\text{C m}^{-1}$ close to bedrock. This value is consistent with the observed temperature gradient observed at the borehole bases and with ground heat flux values used in other studies in similar environments [*Lüthi and Funk*, 2001; *Suter*, 2002]. These numerical

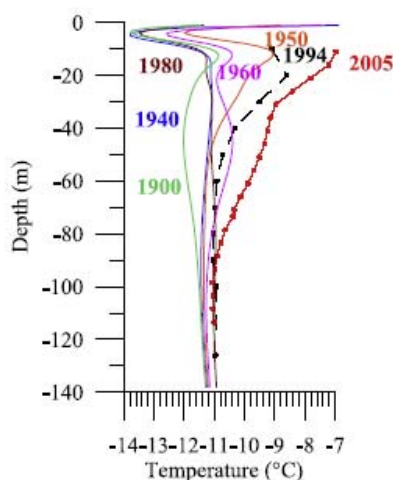


Figure 2. Simulated englacial temperatures in a borehole at Col du Dôme du Goûter over the 20th century. Certain decades have been selected to point out temporal variability over the 20th century.

simulations show that reconstructed temperatures in 2005 cannot match the observed temperatures if the latent heat resulting from surface meltwater refreezing is ignored (Figure 1a, continuous orange line). Given that surface energy balance data are not available, a simple latent heat flux formulation has been included using a degree-day factor (see corresponding results in Figure 1b, continuous orange line). This factor has been calibrated with observations to a value of $1 \pm 0.3 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ day}^{-1}$. Surface melt occurs when surface air temperature is higher than 0°C . The energy released in the first modelled layer is calculated using the latent heat of refreezing/melting ($L_f = 334\,000 \text{ J kg}^{-1}$). If the new calculated temperature exceeds 0°C , the temperature is set to 0°C and the excess energy is transferred to the next layer below. Other numerical studies show that when latent heat flux coming from surface meltwater refreezing is ignored, the 2005 profile cannot be reproduced properly whatever the meteorological temperatures used to force the model. This leads to the conclusion that latent heat flux coming from meltwater plays a significant role. However, the latent heat flux formulation using a degree-day factor can be subject to question. To study this, numerical studies were carried out over the 1900–1994 period to make sure that the 1994 profile can be reconstructed with the same degree-day formulation.

3.2. Evolution During the 20th Century

[10] Model studies were carried out back to the beginning of the 20th century. The initial conditions assumed a steady state profile with -11.9°C at the bottom and -12.8°C at the surface. This is consistent with the temperature measured at a depth of 15 meters (-12.8°C) in August 1911 [Vallot, 1913]. Using the same latent heat formulation with the same degree-day factor, the 1994 temperature profile can also be satisfactorily reconstructed from 20th century meteorological data (Figure 1b, continuous blue line). Again, the numerical simulations show that reconstructed temperatures

in 1994 cannot match the observed temperatures if latent heat resulting from surface meltwater refreezing is ignored (Figure 1a, continuous blue line). Meteorological temperature data coming from Lyon or from homogenised data [Böhm *et al.*, 2001] give very similar results. Further simulations with the same initial conditions fixed at the beginning of the 19th century do not lead to significant changes in the results. We can conclude that introducing 19th century conditions does not influence the present temperature profile. Other numerical experiments were performed to test sensitivity to changes in the snow accumulation rate with time. Over the 20th century, a 20% snow accumulation rate decrease would lead to a 0.6°C temperature rise at the borehole bottom and would have no effect on the 50-m upper part. We can therefore conclude that changes in the accumulation rate over the past 100 years have had no significant affect on the present temperature profile, especially given the small changes observed over the 20th century [Vincent *et al.*, 2007]. Indeed, this study suggests a low decadal variability of snow accumulation and no surface mass balance trend over the 20th century. Furthermore, over such a long time period, we can question the influence of (1) horizontal advection with ice coming from upstream, (2) the variability of basal heat fluxes, and (3) the spatial accumulation variability. These influences have been analysed from the horizontal temperature gradient. Comparison with temperatures measured in a borehole at Dôme du Goûter summit, 300 m upstream, reveals a horizontal temperature gradient of 0.007°C/m , i.e. a horizontal heat flux of 15 mW/m^2 . This flux is similar to the basal heat flux (with an opposite sign) and influences the temperature itself. However the horizontal heat flux change with time is weak compared to the vertical heat flux change coming from the surface. For instance, the warming of the last two decades leads to a vertical heat flux of more than 100 mW/m^2 in the upper 80 meters of the glacier. Consequently, although horizontal advection in ice is not taken into account, model studies provide an accurate representation of englacial temperature changes over recent decades. Further simulations were therefore conducted to reconstruct englacial temperatures for each decade of the 20th century. In Figure 2, simulation results have been plotted for certain decades in order to show the temporal variability of englacial temperature over the 20th century. For these studies, homogenised temperature data [Böhm *et al.*, 2001] since 1808 were used with the mean precipitation rate at Besse. Between the beginning of the 20th century and 1940, englacial temperatures were very close to a steady state profile. During the forties, englacial temperatures increased to reach values in 1950 similar to those obtained at the beginning of the nineties. This warm event is visible in the 1960 temperature profile, once again with a “bump” at a depth of 50 m. 1980 shows a very near steady state profile preceding the strong warming of recent decades. This result is consistent with observations at Colle Gnifetti in 1982 [Haeberli and Funk, 1991; Lüthi and Funk, 2001]. Over the 1982–2005 period, the summer mean temperature has increased by 1.1°C compared to the 20th century average. It leads to a temperature profile very far from steady state conditions. The exceptional hot summer in 2003, with summer temperature higher by 4.4°C compared to the

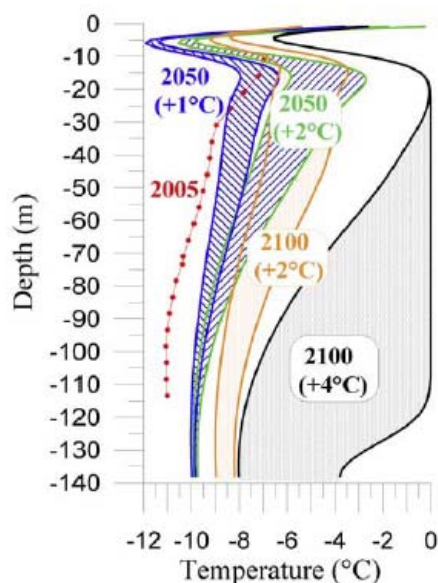


Figure 3. Simulated englacial temperatures for Col du Dôme du Goûter glacier for 2050 and 2100, using the last 20-year average temperature for Lyon and for different scenarios (linear warming of $+2^{\circ}\text{C}/\text{century}$ and $+4^{\circ}\text{C}/\text{century}$). The envelopes correspond to uncertainties regarding the influence of the latent heat flux resulting from surface meltwater refreezing.

20th century average explains only a small part of this change.

3.3. Future Changes

[11] Numerical heat flow modelling was used to simulate englacial temperatures in the future for different air-temperature scenarios. Simulations were performed starting with the 2005 temperature profile using the last 20-year average temperature for Lyon and two linear surface temperature increases of 1°C and 2°C until 2050, i.e. 2°C and 4°C up to 2100. The results are shown in Figure 3. The degree-day factor value has been set to 0.7 and $1.3\text{ mm }^{\circ}\text{C}^{-1}\text{ day}^{-1}$ to cover the maximum range obtained from the previous results. For these scenarios, a moderate basal warming of 1°C is predicted for 2050. The englacial temperature increase is between 0 and 5°C below a depth of 30 m. For the warmest scenario, the upper 30 m of ice becomes temperate in 2100. Moreover, with the highest value of latent heat flux from refreezing surface meltwater, the glacier could be entirely temperate, apart from the bottom 20 meters.

[12] In the Mont Blanc area, temperate firn has been observed between 3500 m and 3800 m depending on exposition and on ice advection from upstream [Suter, 2002; Lliboutry et al., 1976]. Thus, following an atmospheric warming of $+4^{\circ}\text{C}$ and a vertical temperature gradient of $0.0056^{\circ}\text{C}/\text{m}$, this limit should rise to 4210 m for northern expositions. This altitude seems to agree with our results. The lower limit of the dry zone, close to 4200 m during the 20th century [Lliboutry et al., 1976], should

climb to 4870 m or more, i.e. higher than the Mont Blanc summit. For this scenario, only a cold infiltration zone could be found in the highest glaciated areas in the Mont Blanc range. Between 3500 m and 4200 m, the ice temperature at the bed could reach the melting point, which would greatly modify the ice dynamics. As a result, the glacier could start to slide over its bed. Therefore this warming could strongly affect the stability of hanging glaciers.

4. Conclusions

[13] A strong englacial temperature rise between 1994 and 2005 has been measured at Col du Dôme and can be attributed to the effect of atmospheric warming. A large part of this rise is due to the latent heat resulting from surface meltwater refreezing. Model studies covering the 20th century show that this contribution is significant after 1980. 1994 and 2005 profiles are very far from steady state profiles. However, bottom borehole temperatures have not yet been affected. In the future, for a scenario of $+4^{\circ}\text{C}/\text{century}$ warming, large glaciated areas located between 3500 and 4250 m could become temperate. When the bedrock reaches the pressure melting point, the stability of hanging glaciers will likely be strongly affected. Thorough field investigations and modelling studies relative to surface energy balance are required to accurately assess the temperature evolution of some hanging cold glaciers which could become temperate and therefore unstable.

[14] **Acknowledgments.** This study has been funded by Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble (OSUG) and the European ALP-CLIM and CARBOSOL programs. This work was also supported by the city of Chamonix Mont-Blanc. We thank R. Böhm for providing the homogenised instrument temperature data going back to 1760 in the Alps and Météo France for providing meteorological data for the 20th century.

References

- Böhm, R., I. Auer, M. Brunetti, M. Mauger, T. Nanni, and W. Schöner (2001), Regional temperature variability in the European Alps 1760–1998, *Int. J. Climatol.*, **21**, 1779–1801.
- Haeblerli, W., and J. Alean (1985), Temperature and accumulation of high altitude firn in the Alps, *Ann. Glaciol.*, **6**, 161–163.
- Haeblerli, W., and M. Funk (1991), Borehole temperatures at the Colle Gnifetti core-drilling site (Monte Rosa, Swiss Alps), *J. Glaciol.*, **37**, 37–46.
- Hutter, K. (1983), *Theoretical Glaciology: Material Science of Ice and the Mechanics of Glaciers and Ice Sheets*, D. Reidel, Dordrecht, Netherlands.
- Lliboutry, L., M. Briat, M. Creveur, and M. Pourchet (1976), 15 m deep temperatures in the glaciers of Mont Blanc (French Alps), *J. Glaciol.*, **16**, 197–203.
- Lüthi, M., and M. Funk (2001), Modelling heat flow in a cold, high-altitude glacier: Interpretation of measurements from Colle Gnifetti, Swiss Alps, *J. Glaciol.*, **47**, 314–324.
- Malvern, L. E. (1969), *Introduction to the Mechanics of Continuous Medium*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J.
- Ritz, C. (1987), Time dependent boundary conditions for calculation of temperature fields in ice sheets, *IAHS Publ.*, **170**, 207–216.
- Ritz, C. (1989), Interpretation of the temperature profile measured at Vostok, East Antarctica, *Ann. Glaciol.*, **12**, 138–144.
- Salamatin, A. N., V. Y. Lipenkov, N. I. Barkov, J. Jouzel, J. R. Petit, and D. Raynaud (1998), Ice core age dating and paleothermometer calibration based on isotope and temperature profiles from deep boreholes at Vostok Station (East Antarctica), *J. Geophys. Res.*, **103**(D8), 8963–8978, doi:10.1029/97JD02253.
- Suter, S. (2002), Cold firn and ice in the Monte Rosa and Mont Blanc areas: Spatial occurrence, surface energy balance and climate evidence, Ph.D. thesis, Versuchsanst. für Wasserbau, Hydrol. und Glaziol., ETH Zürich, Switzerland.
- Suter, S., M. Laternser, W. Haeblerli, M. Hoelzle, and R. Frauenfelder (2001), Cold firn and ice of high-altitude glaciers in the Alps: Measurements and distribution modeling, *J. Glaciol.*, **47**, 85–96.

- Vallot, J. (1913), Valeur et variations de la température profonde du glacier au Mont Blanc, *C. R. Hebd. Séances Acad. Sci.*, *156*(20), 1575–1578.
- Vincent, C., M. Vallon, J. F. Pinglot, M. Funk, and L. Reynaud (1997), Snow accumulation and ice flow at Dôme du Gôter (4300 m), Mont Blanc, French Alps, *J. Glaciol.*, *43*, 513–521.
- Vincent, C., M. Vallon, J. F. Pinglot, M. Funk, and L. Reynaud (1998), Erratum, *J. Glaciol.*, *44*, 194.
- Vincent, C., E. Le Meur, D. Six, M. Funk, M. Hoelzle, and S. Preunkert (2007), Very high-elevation Mont Blanc glaciated areas not affected by the 20th century climate change, *J. Geophys. Res.*, *112*, D09120, doi:10.1029/2006JD007407.
- M. Funk, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zentrum, Zürich, Gloriastrasse 37-39, Zürich CH-8092, Switzerland.
- E. Lefebvre, E. Le Meur, P. Possenti, D. Six, and C. Vincent, Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, Centre National de la Recherche Scientifique, 54 rue Molière, BP 96, F-38402 Saint Martin d'Hères, France. (vincent@lgge.obs.ujf-grenoble.fr)

III.3.3 Conclusions

L'évolution des températures observées dans la calotte du Dôme du Goûter en profondeur entre 1994 et 2005 met en évidence un réchauffement évident, supérieur à 1°C entre 40 et 60 m de profondeur. Dans le fond du glacier, entre le lit rocheux et 90 m de profondeur, les températures restent inchangées. Ce réchauffement de la glace est lié en partie au réchauffement atmosphérique et en partie au flux de chaleur latente apportée par le regel de l'eau de percolation qui provient de la fusion en surface. Bien que la quantité de fusion soit faible (et n'influe pas sur le bilan de masse), elle apporte beaucoup d'énergie et contribue fortement au réchauffement du névé. Au Col du Dôme, le réchauffement du névé et de la glace se propage d'autant plus rapidement en profondeur que l'accumulation est élevée. Sur notre site de forage, l'accumulation est de 3 à 4 mètres d'eau par an (soit 6 à 8 mètres de neige par an) et l'advection verticale est similaire. C'est la raison pour laquelle, à 90 m de profondeur, l'âge de la glace est de 30 années seulement. A l'aide d'un modèle de transfert de chaleur, nous avons reconstitué l'évolution des températures du glacier. Les observations ont permis de valider/calibrer le modèle. Nous avons ainsi montré que le glacier était proche d'un état stationnaire d'un point de vue thermique, avant 1980. A l'aide de différents scénarii climatiques, nous avons fait des simulations de températures du glacier dans le futur. Un réchauffement de +4°C d'ici 2100 pourrait conduire à un glacier tempéré.

Des observations similaires du glacier de l'Illimani (Bolivie) en 1999 indiquent également un profil de températures non stationnaire. Nous l'avons analysé avec les mêmes outils utilisés au Goûter (Gilbert, 2008 ; Gilbert et al., 2009).

Ces mesures de températures dans les glaciers froids de très haute altitude constituent des indicateurs climatiques précieux dans des régions où aucune observation météorologique n'est disponible. Dans le cadre de l'évaluation des changements climatiques à haute altitude, nous cherchons à constituer un réseau d'observations de températures dans des forages de haute altitude sur les sommets les plus élevés de la planète. Le Col du Dôme, le Col de la Brenva (Massif du Mt Blanc) et le sommet de l'Illimani (Bolivie) présentent un grand intérêt car l'écoulement de ces glaciers est lent et les flux à la base sont faibles. Nous sommes à la recherche d'un site en Himalaya. Ces observations nécessitent de réaliser des forages tous les 5 à 10 ans. Ces opérations dans les Alpes sont relativement aisées car la logistique et le transport du matériel par hélicoptère sont simples. Les problèmes de logistique et d'accès dans les autres massifs sont nettement plus compliqués. Ces observations ont un caractère d'urgence dans la mesure où les profils de températures ne sont déjà plus à l'état d'équilibre et que le signal du passé pourrait disparaître.

Enfin, en termes de risques, l'évolution des températures internes des glaciers suspendus pourrait avoir un impact sur leur stabilité. Ces glaciers froids sont collés à leur base. En effet, dans le cas où ces glaciers deviendraient tempérés, de l'eau pourrait circuler à la base et ces glaciers pourraient déraiper sur le lit rocheux et être, en conséquence, brutalement déstabilisés. Cette situation est particulièrement préoccupante pour le glacier de Taconnaz qui présente une barre de séracs qui domine le hameau du Nant. En 2008, nous avons mesuré la température du glacier à partir de 4 forages réalisés jusqu'au lit rocheux. Les observations effectuées dans le forage à proximité de la barre de séracs révèlent une température de -2.6 °C au fond du forage, peu éloignée des conditions tempérées. Nous reviendrons sur les risques des séracs de Taconnaz dans le dernier chapitre qui concerne les risques d'origine glaciaire.

Chapitre IV.

Impacts sur la dynamique des glaciers : fluctuations d'épaisseurs, de vitesses et de longueurs

IV.1 Introduction

L'objectif de ce chapitre est d'étudier la réponse du glacier à des changements de bilans de masse de surface, qui dépendent eux mêmes des variations du climat. Il s'agit d'analyser les relations entre les bilans de masse et les fluctuations glaciaires que sont les variations d'épaisseur, les variations de vitesse et les variations de longueur.

Nous disposons de jeux de données exceptionnels sur quelques glaciers qui offrent la possibilité d'examiner les variations temporelles de ces paramètres sur une période de 50 ans. Cette échelle de temps couvre ainsi une période de crue et une période de décrue. Ces données de fluctuations positives et négatives fournissent ainsi un échantillonnage assez complet du comportement dynamique de ces glaciers. Elles sont essentielles pour valider des modèles d'écoulement.

Les relations entre les bilans de masse de surface et les fluctuations d'épaisseurs ou de vitesses sont complexes, et la simulation du comportement d'un glacier requiert des modèles numériques. Néanmoins, pour valider ces modèles et être certain que ces modèles intègrent tous les paramètres physiques nécessaires, il est primordial d'avoir un jeu de données aussi complet que possible sur des périodes d'avancée et des périodes de régression. Un modèle qui donne de bons résultats sur une période de décrue ne donnera pas forcément de bons résultats sur une période de crue.

Dans ce chapitre, nous n'entrerons pas dans le détail des modèles d'écoulement, mais nous analyserons le comportement de quelques glaciers au cours des 50 dernières années, d'un point de vue expérimental essentiellement, afin de mettre en évidence quelques points essentiels à prendre en considération dans la simulation de l'écoulement d'un glacier.

IV.2 Fluctuations du glacier d'Argentière au cours des 50 dernières années et lien avec les bilans de masse.

IV. 2.1 Introduction

Le glacier d'Argentière (45°55' N, 6°57'E) est situé dans le massif du Mont-Blanc. Il fait l'objet d'observations glaciologiques détaillées depuis 1975 par le LGGE avec le soutien de la société Electricité d'Emosson qui capte les eaux sous-glaciaires pour les acheminer dans le barrage d'Emosson. La surface du glacier est d'environ 12.4 km² (en 2003) ; il s'étend entre 3500 et 1700 m d'altitude et il a une longueur de 10 km. Son exposition est principalement au Nord mais quelques glaciers tributaires (glacier des Améthystes et glacier du Tour Noir) sont orientés au Sud. Son bilan de masse de surface varie de + 2 m d'eau par an dans la zone d'accumulation à -10 m d'eau par an sur la langue terminale. La ligne d'équilibre était proche de 2800 m au cours des 20 dernières années (Rabatel et al., 2005). Le glacier n'est pas couvert sauf dans sa partie inférieure. Le glacier présente une chute de séracs entre 2000 et 2400 m d'altitude.

Le LGGE fait des observations de bilans de masse, de variations d'épaisseurs et de vitesses d'écoulement suivant 4 profils transversaux depuis 1975. L'épaisseur de glace est connue

pour chacun de ces profils grâce à des mesures sismiques et des forages jusqu'au lit rocheux (Reynaud, 1959; Hantz, 1981). Les deux profils inférieurs sont mesurés depuis 1904. Depuis 1993, le réseau de bilans de masse a été étendu à l'ensemble de la surface du glacier (Vincent, 2002). Environ 40 sites de mesures de bilans de masse de surface permettent de calculer le bilan de masse total du glacier. En plus, ces bilans de masses sont contrôlés et étendus dans le passé grâce aux restitutions photogrammétriques réalisées par le LGGE et à la carte de Henri, Joseph et Charles Vallot (au 1/20000) de 1905. Nous disposons ainsi de données de bilans de masse très complètes sur ce glacier (Vincent, 2002). L'ensemble de ces données relatives aux bilans et à la dynamique du glacier permet d'analyser en détail les fluctuations de ce glacier au cours des dernières décennies.

Le premier objectif de cette étude est de calculer les flux de glace et leurs évolutions à travers les différentes sections transversales, à partir de l'aire de ces sections et des vitesses d'écoulement mesurées en surface. Nous avons alors comparé les variations de flux avec les différents paramètres (vitesses, variations d'épaisseur) afin de comprendre quels paramètres régissaient les variations de flux. Enfin, nous avons cherché à comprendre pourquoi les variations d'épaisseur de la langue terminale du glacier, et en conséquence les variations de longueur, avaient subi des changements aussi importants au cours des 50 dernières années.

IV.2.2. Analyse de la crue et de la décrue du glacier d'Argentière à partir de 50 années d'observations glaciologiques (publication de *Annals of Glaciology*, 2009)

Glacier thickening and decay analysis from 50 years of glaciological observations performed on Glacier d'Argentière, Mont Blanc area, France

C. VINCENT,¹ A. SORUCO,^{1,2} D. SIX,¹ E. LE MEUR¹

¹Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (CNRS-UJF), 54 rue Molière, BP 96, 38402 Saint-Martin-d'Hères Cedex, France
E-mail: vincent@lgge.obs.ujf-grenoble.fr

²IRD-Great Ice, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (CNRS-UJF), 54 rue Molière, BP 96, 38402 Saint-Martin-d'Hères Cedex, France

ABSTRACT. Numerous glaciological data have been obtained from measurements carried out on Glacier d'Argentière, Mont Blanc area, France, since the beginning of the 20th century. Moreover, data on annual mass balance, ice-flow velocity, thickness variation and length fluctuation have been obtained from yearly measurements performed since 1975. This dataset provides an excellent opportunity to analyze the relationships between surface mass balance and dynamic response over time periods during which net mass balance changed from positive to negative. Following a positive specific-net-balance period between 1960 and 1981, the ablation zone experienced a large increase in thickness and ice-flow velocities. Conversely, the highly negative specific-net-balance period since 1982 has led to strong thinning, deceleration and retreat of the tongue. The response of these observed dynamics to surface mass balance is analyzed from ice-flux calculations performed on three transverse cross-sections. Our results reveal that the ice fluxes are largely accommodated by ice-flow velocities. Velocity fluctuations are synchronous over the entire area studied. In the largest part of the glacier, no compressing/extending flow change has been observed over the last 30 years and thickness changes are solely driven by surface mass-balance changes. However, on the tongue of the glacier, thickness changes do not depend on surface mass balance but are mainly driven by changes in the longitudinal strain rate.

INTRODUCTION

Mountain glaciers are widely recognized as excellent indicators of climate change over recent centuries (Oerlemans and Fortuin, 1992; Haeberli and others, 2002; Solomon and others, 2007). As shown in numerous studies (Vincent and others, 2004; Ohmura and others, 2007), surface mass-balance change is closely related to climate change. Unfortunately, series of mass-balance observations are short (Haeberli and others, 2002). Using ice-flow modelling, it is possible to reconstruct mass change from glacier extent fluctuations in the past. Conversely, ice-flow modelling is needed to simulate glacier fluctuations in the future from different mass-balance scenarios (Wallinga and Van de Wal, 1998; Le Meur and others, 2007). In both cases, the results depend on the reliability of these numerical modelling tools and thus on our understanding of ice-flow mechanisms.

Numerous ice-flow modelling studies have been carried out on glaciers with different degrees of complexity (Bind-schadler, 1982; Hubbard and others, 1998; Span and Kuhn, 2003; Leysinger Vieli and Gudmundsson, 2004; Oerlemans 2007; Schaefer and Le Meur, 2007). However, field observations on glaciers are generally not suitable for a thorough check of the results of these models over the entire glacier area. Field measurements are either available only for a small part of the glacier, or for the entire glacier area but with missing years. Except for some extensive field studies like the Unteraargletscher observations in Switzerland (Huss and others, 2007) or Hintereisferner observations in Austria (Span and Kuhn, 2003), very few datasets are available for the entire area of a glacier over several decades. The main

reason is that it is difficult to maintain field observations over long periods and to secure funding for such programmes.

As shown by several studies (Lliboutry and Reynaud, 1981; Vincent and others, 2000; Span and Kuhn, 2003), with the exception of surging glaciers, large dynamic changes are visible only over several decades of observations and are difficult to reproduce from glacier modelling.

The field observations of Glacier d'Argentière, France, relative to mass balance, thickness variations, ice-flow velocities and length fluctuations over 50 years are almost unique and provide a good opportunity to study the dynamics of this glacier. This glacier belongs to the French glacier-monitoring program GLACIOCLIM (<http://www-lgge.obs.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/index.htm>), in which five French glaciers are investigated using mass balance, thickness changes, ice-flow velocities, snout fluctuations and meteorological measurements.

This paper first presents a long-term dataset for the purpose of future numerical modelling studies. For these studies, field measurements are needed either to constrain input data or to check model output results. The second topic of this paper is to study how glaciers such as Argentière can respond to mass-balance change. For this purpose, the relationships between the surface mass balance and the ice-flow response are studied using measurements of surface mass balance, thickness change and ice-flow velocity. Similar to many alpine glaciers, Glacier d'Argentière reached maximum velocities and thicknesses in the early 1980s, followed by a sharp decrease in velocity over the subsequent two decades. Data collected from Glacier d'Argentière provide a good opportunity to study the



Fig. 1. Map of Glacier d'Argentière with measured transverse cross-sections.

relationships between surface mass balance and dynamic response over a period with changes in opposite directions. For this purpose, changes in ice-flow velocities, thickness and ice fluxes are compared and analyzed at three cross-sections of Glacier d'Argentière as a consequence of the surface mass-balance changes.

STUDY SITE DESCRIPTION AND DATA

Glacier d'Argentière is located in the Mont Blanc range, French Alps (45°55'N, 6°57'E). Its surface area was 12.4 km² in 2003. The glacier extends from an altitude of ~3400 m at the upper bergschrund to 1600 m at the snout. The length of this glacier is ~10 km. It faces north, except for a large part of the accumulation area (south-orientated tributaries). The annual mass balance ranges from about 2 m w.e. a⁻¹ in the accumulation area to about -10 m w.e. a⁻¹ close to the snout. The equilibrium-line altitude (ELA) is close to 2800 m on average over the last 20 years (Rabatel and others, 2005). This glacier is free of rock debris except for the tongue. The glacier has an icefall in its lower part between 2000 and 2400 m a.s.l. (Fig. 1).

The first topographic measurements were performed on the ablation area of Glacier d'Argentière in the beginning of the 20th century. In the 1970s, Emosson, a hydroelectric power company, intended to collect subglacial water. For this purpose, and for the installation of a cable car, information on glacier fluctuations was required. Consequently, regular field measurements have been carried out by the LGGE (Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, Grenoble) since 1975 along the three cross-sections shown in Figure 1. Except for 1986, at cross-sections 2 and 4, the measurements are continuous since 1976. Cross-section

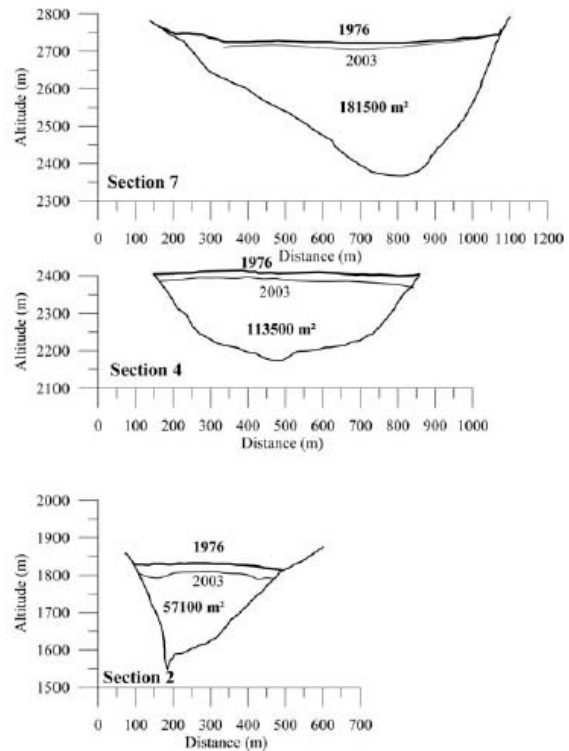


Fig. 2. Cross-sections 7 (a), 4 (b) and 2 (c). The horizontal and vertical scales are the same for all cross-sections. The surface area values correspond to the year 1976. The cross-sections are seen from the downstream.

7 is located at 2730 m a.s.l. close to the ELA. Cross-section 4 is located at 2400 m a.s.l. close to the middle of the ablation area. Cross-section 2, at 1800 m a.s.l., is located on the lower part of the tongue. Note that the ice coming from the accumulation area of the Glacier des Rognons contributes to the ice flux of cross-section 4 but not to that of cross-section 7 (Fig. 1). The main goal was to assess the ice fluxes at each cross-section. For this purpose, the bedrock topography was determined using seismic soundings at cross-sections 2, 4 and 7. Moreover, 8 and 24 boreholes have been drilled on cross-sections 2 and 4, respectively, to check the seismic results (Reynaud, 1959; Hantz, 1981). The comparison shows differences which can reach 30 m locally. However, the bedrock topography is relatively well known, with an average uncertainty of ± 10 m (Fig. 2).

The surface ice-flow velocities are measured at the end of the ablation season (September) from stake displacements using topographic methods (theodolite surveys before 2000 and differential global positioning system (GPS) methods since 2000) and are known with an uncertainty of ± 0.15 m a⁻¹. Five to ten ablation stakes have been set on each cross-section for this purpose. In addition, painted stones have been used to complete the velocity network and to determine the ice velocities on the longitudinal flowline passing through the centre of each cross-section. For every cross-section, the values are interpolated at the middle of the flowline in order to determine for each year the annual ice-flow velocity at a fixed position. Velocity measurements on

cross-section 2 are missing for 1986 and 1987. Thickness variation measurements have been carried out each year for each cross-section using geodetic methods with an uncertainty of $\pm 0.20 \text{ m a}^{-1}$.

In addition, surface annual mass balances were monitored in the ablation area between 1975 and 1993, from 20–30 ablation stakes. Since 1993, systematic winter and summer mass-balance measurements (May and September, respectively) have been performed on the entire surface of this glacier (Vincent, 2002). About 40 sites have been selected at various elevations representative of the whole surface. Moreover, total cumulative mass balances have been calculated using an old map with elevation contours and repeated photogrammetric measurements. This map is of the Argentière and Mer de Glace glaciers, published between 1900 and 1905 by Henri, Joseph and Charles Vallot at 1:20 000 scale. The accuracy of this map is unknown but it can be assumed that coordinates are accurate to within a few metres. Photogrammetric measurements have been performed by Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE) of the French Centre National de la Recherche Scientifique (Vincent, 2002), using aerial photographs taken by IGN (French National Geographic Institute) in 1949, 1970, 1980 and 1994 and by LGGE in 1998 and 2003. Photogrammetric measurements are accurate to within several metres (vertical and horizontal accuracy) for aerial photographs taken prior to 1970 and down to 1 m for photographs taken later. According to the method used by Thibert and others (2008), we conclude that the uncertainties on volumetric changes of Glacier d'Argentière are of similar order. Consequently, a wealth of information is available for Glacier d'Argentière. This dataset offers a good opportunity to carry out a thorough analysis of glacier fluctuations over recent decades.

MASS-BALANCE VARIATIONS AS THE ORIGIN OF ICE-FLOW CHANGES

Observed and reconstructed cumulative mean specific net balances are shown in Figure 3. Prior to the actual measurements, the annual mass balances were reconstructed using hypsometric and meteorological data (see Vincent, 2002 for details). The overall trend between 1905 and 2007 is constrained by glacier volume variations deduced from map (1905) and aerial photographs (since 1949). As shown by Vincent (2002), it would be illusive to reconstruct cumulative mass balance in the past without topographic or photogrammetric maps. For the purpose of our study, the goal is not to test model abilities to reconstruct mass balances, but to obtain realistic results. In this way, reconstructed and observed glaciological mass balances have been adjusted so that cumulative mass balances match volumetric mass balances from geodetic measurements. The glaciological mass balances have been adjusted over the 1980–2003 period, whereas the reconstructed mass balances have been adjusted over the 1905–2003 period. In the following analysis, both adjusted series have been used: reconstructed mass balance for the 1905–79 period and glaciological mass balance for the 1980–2007 period.

Cumulative mean specific balance of Glacier d'Argentière since 1905 is negative (loss of $\sim 22 \text{ m w.e.}$) but with strong fluctuations. From Figure 3, it can be seen that Glacier d'Argentière lost mass over two main periods: 1942–53 and 1982–2007. As explained by Vincent (2002),

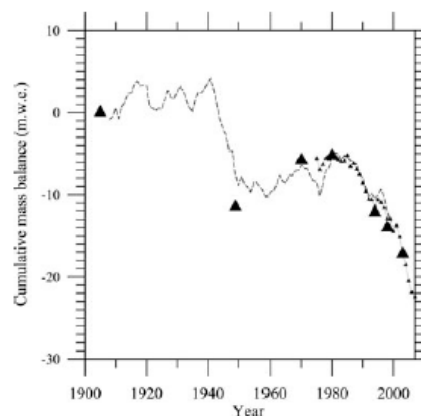


Fig. 3. Cumulative mean specific net balance (m.w.e.) of Glacier d'Argentière from direct glaciological measurements (small triangles), from maps (large triangles) and from a reconstruction using meteorological parameters (dashed line).

the sharp mass-balance decline observed between 1942 and 1953 can be interpreted as the consequence of both increasing ablation and low accumulation. During this period, a significant part of the ablation may have been due to a low albedo value linked to low accumulation rates. Conversely, the glacier net balance rise observed between 1960 and 1981 is clearly related to low ablation values. For the more recent period (1982–2007), the decrease in net balance is connected to an ablation rise, and not to an accumulation decline. In addition, it has been shown that the increase in the summer melting rate corresponds roughly to a 24 W m^{-2} rise in the energy flux at the glacier surface between the periods 1954–81 and 1982–2003 (Vincent and others, 2004; Vincent, 2007).

Consequently, cumulative mean specific net balance reveals a strong change at the beginning of the 1980s, with a change in the mean specific net balance sign. Our study aims at investigating how Glacier d'Argentière can respond to this strong net balance change, in terms of ice-flow velocity, thickness and length changes.

VELOCITY AND THICKNESS CHANGES OVER THE LAST 50 YEARS

Figure 4 shows thickness variations and surface ice-flow velocities observed since 1950 on the cross-sections shown in Figure 1. Annual mass-balance and snout fluctuations have been plotted on the same graph. Figure 4 shows a striking difference between the upper and lower parts of the glacier. The ice-flow velocities and thicknesses show minor fluctuations in the upper part and very strong fluctuations in the lower part. Note that the vertical axis scales relative to ice-flow velocity and altitude are the same for each cross-section. For cross-section 7, at 2730 m a.s.l., the thickness increased slightly by 8 m between 1960 and 1985 and has since decreased by 23 m. The change in ice-flow velocity is also small: for the last period, 1985–2007, the surface ice-flow velocity has decreased by 10 m a^{-1} . As shown by Hintereisferner field data (Span and Kuhn, 2003), the accumulation basin has the ability to restore original surface elevations after a mass-balance disturbance in a quick and

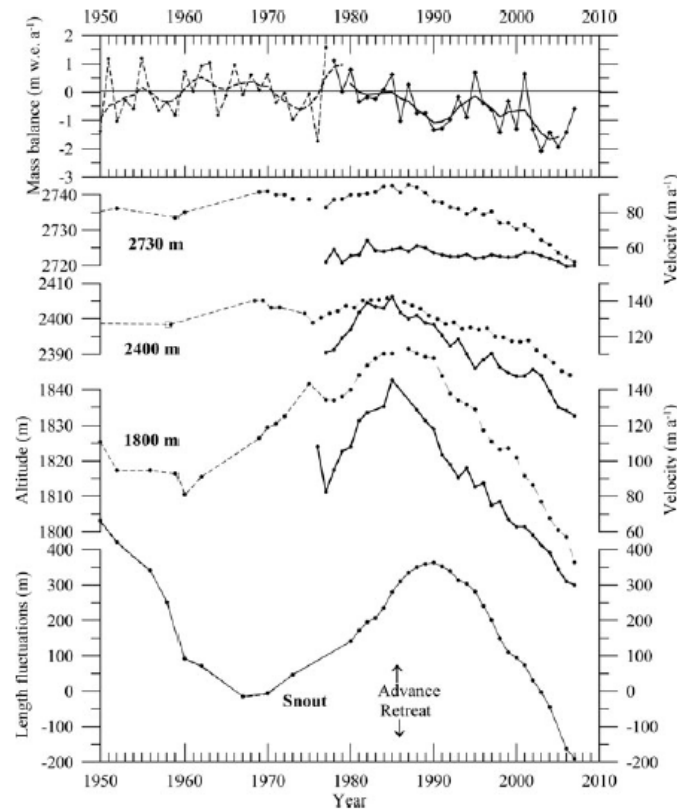


Fig. 4. Thickness changes (dashed lines) and surface ice-flow velocities (solid lines) at cross-sections 7 (2730 m), 4 (2400 m) and 2 (1800 m). The observed (solid line) and reconstructed (dashed line) mean specific annual net balances of the glacier are plotted in the top part of the figure. The curve shows the 5 year running average. Snout fluctuations are shown in the bottom part of the figure (the origin of the vertical axis is arbitrary).

direct way. Conversely, in the lower part of the glacier, at 1800 m a.s.l., the thickness rose significantly by 40 m between 1960 and 1985 and has since declined sharply by 60 m. There, the ice-flow velocity has been reduced by a factor of 5, from 150 to 30 m a^{-1} . Finally, the length of the glacier shows a very strong response with an amplitude of 600 m over the last 50 years.

However, these changes are triggered by relatively small surface mass-balance changes. After reaching an average of $+0.15 \text{ m w.e. a}^{-1}$ during the 1954–81 period, the specific annual mass balance decreased to $-0.70 \text{ m w.e. a}^{-1}$ over the 1982–2007 period. As shown in previous studies, this mass-balance change is similar for other glaciers over the whole Alps and clearly connected to summer melting changes (Vincent and others, 2004, 2005; Ohmura and others, 2007; Vincent, 2007).

The response of ice thickness to change in mass balance is instantaneous at 2730 and 2400 m a.s.l. In addition, these thickness changes are similar to the cumulative mass-balance changes (see below). The general feature of the ice-flow velocity changes on these cross-sections is similar and synchronous with thickness changes. However, some irregularities in ice-flow velocities on a yearly scale are not visible on the thickness change curves. These could come from seasonal variations at the end of the ablation season, the measurements being performed each year between 15 August

and 15 September. Although the velocities are presented as equivalent annual rates, the dates of measurements are not fixed and in general are not 365 days apart. The behaviour over cross-section 2, on the lower part of the glacier, is slightly different. In addition to the amplitude difference, the reaction time of the thickness change is delayed by ~ 3 years. Although some measurements are missing, it seems that the same delay can be observed for the ice-velocity changes.

Finally, the global behaviour of the snout is similar to the thickness changes observed upstream. However, the response is delayed by ~ 10 – 14 years following the mass-balance change. This delay seems to be similar following a positive change (advance in 1968 after positive mass balance from 1954) or following a negative change (retreat in 1991 after negative mass balance from 1981).

ANALYSIS OF GLACIER FLUCTUATIONS

First, the ice fluxes have been calculated each year through the three cross-sections, using section areas and ice-flow velocity measurements:

$$Q = US.$$

where U is the depth-averaged horizontal ice-flow velocity (m a^{-1}) through the cross-section and S is the cross-section area (m^2).

Table 1. Correlation coefficients between thickness change, surface mass balance, velocity change and flux change (annual values) at the cross-sections over the period 1976–2007. The three reported values in each case correspond to cross-sections 7, 4 and 2, respectively. Velocity measurements on cross-section 2 are missing for two years (1986 and 1987)

	Thickness change	Surface mass balance	Velocity change	Flux change
Thickness change	1	0.72 0.74 0.37	0.27 0.61 0.42	0.38 0.69 0.04
Surface mass balance		1	0.23 0.39 0.09	0.30 0.45 0.05
Velocity change			1	0.99 0.99 0.98

The depth-averaged horizontal ice-flow velocity through each cross-section is derived from the mean surface ice-flow velocity (Nye, 1965). This approximation and variations in the fraction of the basal sliding lead to an uncertainty in the calculated flux of $\sim 10\%$, which lies within the range of uncertainty of the other variables, as discussed by Huss and others (2007). Furthermore, it should be noted that the following analysis is based on ice-flux changes and not on ice-flux values. Consequently, the influence of both basal sliding and Nye approximation uncertainties on ice-flux changes remains small. In addition, the uncertainty on the cross-section areas does not affect the calculations of ice-flux changes. The measured surface mass balance, thickness change, velocity change and ice-flux change were compared for each cross-section. Results are reported in Table 1. They reveal a straightforward relationship between annual thickness change and annual surface mass balance on cross-sections 7 and 4, with a correlation coefficient of 0.72 and 0.74, respectively. These relationships are strongly improved when data are compared over 3 year periods (with correlation coefficients >0.9). Over the tongue of the glacier, at cross-section 2, no relationship appears between surface mass balance and thickness change at the annual timescale. It is hardly improved with a 3 year timescale (with a correlation coefficient of 0.45). Conversely, Table 1 shows a striking correlation between flux change and velocity change over the whole area of the glacier. Provided that the ice fluxes have been calculated from ice-flow velocities and section areas, this reveals that the term $S(\partial U/\partial t)$ is much larger than $U(\partial S/\partial t)$, in which S and U are the section area and the mean velocity, respectively. In order to highlight the link between the flux change and velocity change, these parameters are compared over the whole thickening and decay periods in Table 2. For this purpose, the flux change, the cross-section area change and the velocity change have been calculated in percentage over the sub-periods 1976–85 and 1985–2007. These results show that 64–87% of flux changes can be explained by velocity changes. In cross-sections 2 and 4, the ice fluxes are much larger than that for cross-section 7, but in both cases they are strongly correlated with ice-flow velocities. In any case, this shows that the velocities are mainly responsible for the changes in ice fluxes.

Table 2. Variations in percent, relative to the 1976–85 and 1985–2007 periods. The flux change, the cross-section area change and the velocity change have been calculated in percentage over the sub-periods 1976–85 and 1985–2007. For instance, the variation in percent in velocity over the period 1976–85 has been calculated following $(U_{1985} - U_{1976})/U_{\text{mean}}$, where U_{1985} is the measured velocity in 1985, U_{1976} is the measured velocity in 1976 and U_{mean} is the average velocity between 1976 and 1985. The values in parentheses are the relative percentages of the flux changes

		Flux change	Cross-sectional area change	Velocity change
Cross-section 7	1976–85	+9 (100)	+2 (23)	+7 (77)
	1985–2007	–26 (100)	–10 (36)	–16 (64)
Cross-section 4	1976–85	+28 (100)	+4 (13)	+24 (87)
	1985–2007	–71 (100)	–12 (18)	–59 (82)
Cross-section 2	1976–85	+43 (100)	+10 (23)	+33 (77)
	1985–2007	–166 (100)	–36 (22)	–130 (78)

The flux change ranges from 7.5 to $10 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ at cross-section 7, from 8 to $14 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ at cross-section 4 and from 2 to $8 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ at cross-section 2 (Fig. 5a). The surface mass-balance changes upstream of each cross-section can be calculated from these ice-flux changes. Taking into account the surface area upstream of these cross-sections (5.8 , 10.8 and 11.7 km^2 , respectively), the mean surface mass-balance changes inferred from these flux changes are 0.43 , 0.55 and 0.51 m a^{-1} of ice, respectively. These values are similar for the three cross-sections, but are smaller than surface mass-balance changes resulting from observations mentioned in the previous section. The discrepancy could come from the response time of the ice fluxes to the change in the surface mass balance and suggests that the ice fluxes are not yet adjusted to the surface mass-balance change.

In Figure 5b, thickness changes are plotted together with the cumulative mass-balance changes of the glacier. The thickness changes are similar to the cumulative mass-balance changes at cross-sections 7 and 4, in the upper part of the glacier. At cross-section 2, the thickness changes are almost synchronous with those observed upstream, i.e. delayed by only 2 or 3 years, but the amplitude is far from the mass-balance change amplitude. This figure shows that thickness changes are mainly driven by surface mass-balance changes in the upper part of the glacier. For each cross-section, the thickness changes have been analyzed using the continuity equation which expresses the thickness change as a function of mass balance and ice-flux changes (Paterson, 1994, p. 256):

$$\partial h/\partial t = b + b' - \partial Q/\partial x - \partial Q/\partial y,$$

where b is the surface mass balance, b' is the basal melting, $\partial Q/\partial x$ is the ice-flux change in the direction of x following a flowline and $\partial Q/\partial y$ is the ice-flux change perpendicular to the flowline direction. The basal melting b' is negligible compared to the surface mass balance b . From this equation, it can be concluded that $\partial Q/\partial x$ and $\partial Q/\partial y$ are constant with time in the region of cross-section 7, that is, changes in extending/compressing flow in the horizontal directions of x and y are small. This conclusion is confirmed by ice-flow velocity and topographic measurements in the longitudinal

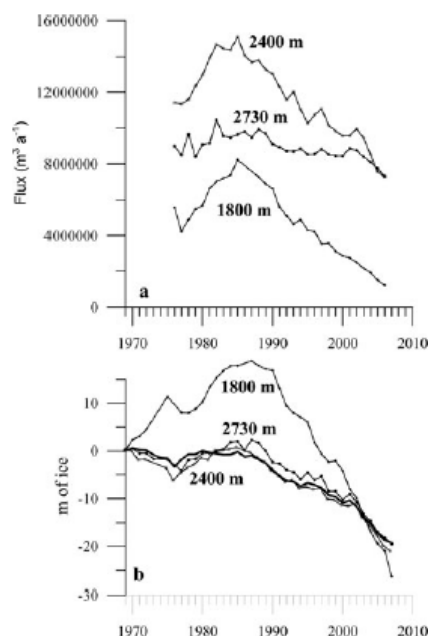


Fig. 5. (a) Ice flux at cross-sections 7 (2730 m), 4 (2400 m) and 2 (1800 m). (b) Thickness variations at the same cross-sections. The thick line corresponds to the cumulative specific mass balance.

and transversal directions. Indeed, the longitudinal and the transversal strain rates have been calculated using the annual ice-flow velocity measurements obtained from ablation stakes and painted stones. In the following analysis, it is assumed that the surface strain rates are representative of the whole section. At cross-section 7, the longitudinal strain rate $\partial U / \partial x$ and the transversal strain rate $\partial V / \partial y$ are close to zero and have not changed over the last three decades. The slope has not changed either; at cross-section 4, the longitudinal strain rate shows a slight extending flow of 0.01 a^{-1} and a lateral strain rate of -0.015 a^{-1} . Both these strain rates as well as the surface slope have not changed significantly with time since the beginning of the measurements. These results show that thickness changes observed at cross-sections 7 and 4 are solely driven by surface mass-balance changes.

Cross-section 2 shows an opposite feature; Figure 5b reveals very large changes in thickness and that the influence of surface mass balance is small. The thickness changes are driven by the compressive flow changes. This conclusion is supported by ice-flow velocity measurements. In Figure 6, surface topography and surface ice-flow velocities have been plotted along the longitudinal direction in this region for two well-documented years, 1988 and 2003. These data point out significant changes over the last two decades. In 1988, in the vicinity of cross-section 2, the longitudinal strain rate varied from -0.20 to -0.04 a^{-1} , with an average of -0.11 a^{-1} over a distance of 250 m upstream of cross-section 2. This means that this longitudinal strain rate decreased by 0.03 a^{-1} between 1988 and 2003, and is now 0.08 a^{-1} . Conversely, despite the large decrease of the thickness, the slope did not change significantly over the same period. The transverse strain rate is weak and also did not change significantly over

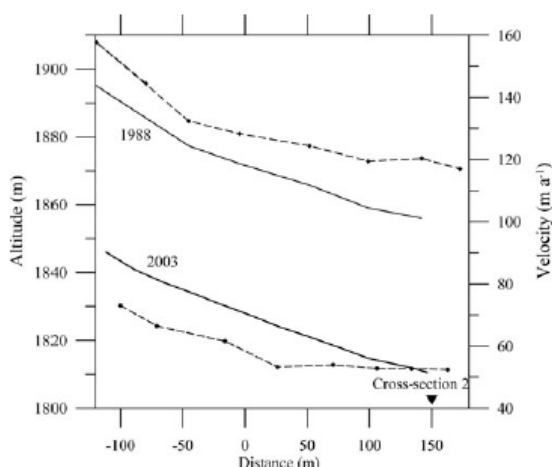


Fig. 6. Altitude (solid line) and surface ice-flow velocity (dashed line) observed along the flow direction of the glacier in the vicinity of cross-section 2, for the years 1988 and 2003. The origin of longitudinal distance is 155 m upstream of cross-section 2.

the last 15 years. At the end of the 1980s, the negative surface mass balance in this area, close to -9.3 m a^{-1} of ice, was compensated by the horizontal compressive flow. In this region, the flow was very compressive in the direction of x in relation to the narrowing of the valley and the change in slope (Fig. 2). The walls prevent lateral extension, and the slowing down of the ice flow below the icefall must be compensated by extension in the vertical direction. Consequently, longitudinal compression was accompanied by vertical stretching. In 2003, this effect has decreased, as shown by the observed longitudinal strain rates.

Over the last 15 years, the influence of longitudinal strain-rate decrease on thickness change is 5 m a^{-1} , which is close to the observed thickness change over the last 5 years (4.4 m a^{-1}). Although the uncertainty on longitudinal strain rate is large, its change is the only one to explain the thickness change observed over the last 15 years. The change in surface mass balance is $<1 \text{ m a}^{-1}$ of ice and cannot explain this strong thickness change. In addition, the glacier is covered by rock debris in this area and surface mass-balance fluctuations are weakly influenced by climate change. It results that the thickness changes at cross-section 2 are driven by longitudinal compression. In this region, changes in ice fluxes are similar to those observed at cross-section 4, but the valley shape is very different. The tongue of the glacier is confined in a narrow gorge downstream of icefall and changes in ice flux lead to large changes in ice thickness. The thickness changes on the tongue are clearly driven by the compressive flow changes and not by the surface mass-balance changes.

CONCLUSIONS

From the analysis of numerous data relative to the thickening and decay of Glacier d'Argentière over the last 50 years, it can be concluded that this glacier reacts very quickly to surface mass-balance change. The changes in ice flux are delayed by a maximum of 3 years relative to the changes in surface mass balance.

At each cross-section, the analysis of relationships between ice fluxes, thickness changes, ice-flow velocities and mass balance reveals that the ice-flux changes are driven by the ice-flow velocity changes. Our measurements show that velocity fluctuations are synchronous over the entire studied area. It seems that the glacier reacts as a whole. In the upper part of the glacier, the velocity and thickness changes easily accommodate the ice-flux changes because the section area is large. In this region, the term $s(\partial U/\partial t)$ is much larger than $u(\partial S/\partial t)$. The ice-flux changes can therefore be compensated by a small change in the cross-sectional areas. In addition, in the upper part of the glacier, the thickness changes are similar to cumulative mass-balance changes. The changes in compressing/extending flow are not significant in this area. We can conclude that thickness changes are mainly driven by surface mass-balance changes.

Conversely, the tongue of the glacier is located in a narrow gorge, and changes in ice flux lead to large changes in ice thickness and ice-flow velocity. As seen in the upper part of the glacier, the ice flux is accommodated by the velocity change but the ice flow is impeded by the valley walls. Consequently, the compressing flow does not remain constant with time. When the glacier is thickening, longitudinal compression increases and the rise in thickness becomes more pronounced. However, when the glacier is decreasing, the longitudinal compression also decreases. As shown from field data, the compressive strain rate has decreased over the last 15 years by 0.03 a^{-1} in these areas. The thickness changes of the tongue are therefore clearly driven by the changes in compressing flow and not by those of surface mass-balance changes. This dataset will be useful to provide initial/boundary conditions and check the results of future ice-flow numerical modelling experiments.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank all those who have taken part in collecting the extensive field measurements on Glacier d'Argentière. This study has been funded by Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble (OSUG) and by Institut National des Sciences de l'Univers, France (INSU). In addition, field observations have been supported by the Emossion S.A. hydroelectric company (La Batièze, Switzerland) since 1975. We are grateful to B. Hubbard, G. Cogley and an anonymous reviewer whose comments significantly improved the manuscript.

REFERENCES

- Bindschadler, R. 1982. A numerical model of temperate glacier flow applied to the quiescent phase of a surge-type glacier. *J. Glaciol.*, **28**(99), 239–265.
- Haeberli, W., M. Maisch and F. Paul. 2002. Mountain glaciers in global climate-related observation networks. *WMO Bull.*, **51**(1), 18–25.
- Hantz, D. 1981. Dynamique et hydrologie du glacier d'Argentière. (Thèse de docteur-ingénieur, Université de Grenoble.)
- Hubbard, A., H. Blatter, P. Nienow, D. Mair and B. Hubbard. 1998. Comparison of a three-dimensional model for glacier flow with field data from Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *J. Glaciol.*, **44**(147), 368–378.
- Huss, M., S. Sugiyama, A. Bauder and M. Funk. 2007. Retreat scenarios of Unteraargletscher, Switzerland, using a combined ice-flow mass-balance model. *Arct. Antarct. Alp. Res.*, **39**(3), 422–431.
- Le Meur, E., M. Gerbaux, M. Schäfer and C. Vincent. 2007. Disappearance of an Alpine glacier over the 21st Century simulated from modeling its future surface mass balance. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **261**(3–4), 367–374.
- Leysinger Vieli, G.J.M.C. and G.H. Gudmundsson. 2004. On estimating length fluctuations of glaciers caused by changes in climatic forcing. *J. Geophys. Res.*, **109**(F1), F01007. (10.1029/2003JF000027.)
- Lliboutry, L. and L. Reynaud. 1981. 'Global dynamics' of a temperate valley glacier, Mer de Glace, and past velocities deduced from Forbes' bands. *J. Glaciol.*, **27**(96), 207–226.
- Nye, J.F. 1965. The flow of a glacier in a channel of rectangular, elliptic or parabolic cross-section. *J. Glaciol.*, **5**(41), 661–690.
- Oerlemans, J. 2001. *Glaciers and climate change*. Lisse, etc., A.A. Balkema.
- Oerlemans, J. 2007. Estimating response times of Vadret da Morteratsch, Vadret da Palü, Briksdalsbreen and Nigardsbreen from their length records. *J. Glaciol.*, **53**(182), 357–362.
- Oerlemans, J. and J.P.F. Fortuin. 1992. Sensitivity of glaciers and small ice caps to greenhouse warming. *Science*, **258**(5079), 115–117.
- Ohmura, A., A. Bauder, H. Müller and G. Kappenberger. 2007. Long-term change of mass balance and the role of radiation. *Ann. Glaciol.*, **46**, 367–374.
- Paterson, W.S.B. 1994. *The physics of glaciers*. Third edition. Oxford, etc., Elsevier.
- Rabatel, A., J.-P. Dedieu and C. Vincent. 2005. Using remote-sensing data to determine equilibrium-line altitude and mass-balance time series: validation on three French glaciers, 1994–2002. *J. Glaciol.*, **51**(175), 539–546.
- Reynaud, M. 1959. *Prospection au glacier d'Argentière*. Paris, Société Hydrotechnique de France. Section Glaciologie.
- Schäfer, M. and E. Le Meur. 2007. Improvement of a 2-D SIA ice-flow model: application to Glacier de Saint-Sorlin, France. *J. Glaciol.*, **53**(183), 713–722.
- Solomon, S. and 7 others, eds. 2007. *Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, etc., Cambridge University Press.
- Span, N. and M. Kuhn. 2003. Simulating annual glacier flow with a linear reservoir model. *J. Geophys. Res.*, **108**(D10), 4313. (10.1029/2002JD002828.)
- Thibert, E., R. Blanc, C. Vincent and N. Eckert. 2008. Glaciological and volumetric mass-balance measurements: error analysis over 51 years for Glacier de Sarennes, French Alps. *J. Glaciol.*, **54**(186), 522–532.
- Vincent, C. 2002. Influence of climate change over the 20th century on four French glacier mass balances. *J. Geophys. Res.*, **107**(D19), 4375. (10.1029/2001JD000832.)
- Vincent, C. 2007. L'impact du climat sur les variations des glaciers alpins depuis 100 ans. *Houille Blanche*, **6**, 78–82.
- Vincent, C., M. Vallon, L. Reynaud and E. Le Meur. 2000. Dynamic behaviour analysis of glacier de Saint Sorlin, France, from 40 years of observations, 1957–97. *J. Glaciol.*, **46**(154), 499–506.
- Vincent, C., G. Kappenberger, F. Valla, A. Bauder, M. Funk and E. Le Meur. 2004. Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th century. *J. Geophys. Res.*, **109**(D10), D10104. (10.1029/2003JD003857.)
- Vincent, C., E. Le Meur, D. Six and M. Funk. 2005. Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps. *Geophys. Res. Lett.*, **32**(9), L09706. (10.1029/2005GL022552.)
- Wallinga, J. and R.S.W. van de Wal. 1998. Sensitivity of Rhonegletscher, Switzerland, to climate change: experiments with a one-dimensional flowline model. *J. Glaciol.*, **44**(147), 383–393.

IV.2.3 Conclusions

Le but de cet article était d'analyser les fluctuations d'un glacier et sa réponse aux variations du climat au cours d'une période de crue (1960-1983) et d'une période de décrue (1983-2007). Les résultats montrent que les variations d'épaisseurs et de vitesses sont faibles dans le haut du glacier et très fortes en bas du glacier (Figure 4 de l'article). A la section 7, à 2730 m, l'épaisseur a légèrement augmenté de 8 m entre 1960 et 1985 (bilans positifs) et a diminué de 23 m entre 1985 et 2007. La variation de la vitesse d'écoulement à cette altitude est faible ; pour la dernière période, 1985-2007, elle a diminué de 10 m/an. Au contraire, sur la langue terminale du glacier, l'épaisseur a augmenté de 40 m entre 1960 et 1985 et diminué de 60 m entre 1985 et 2007. Dans le même temps, la vitesse d'écoulement a considérablement diminué puisque qu'elle est passée de 150 à 30 m/an. Le front du glacier, lui, a une réponse très forte (mais retardée) puisque ces fluctuations indiquent une amplitude de 600 m. Pourtant, ces changements sont causés par des variations de bilans de surface assez faibles: le bilan est passé de +0.15 m d'eau par an à -0.70 m d'eau par an entre les 2 périodes 1954-1981 et 1982-2007.

La réponse des variations d'épaisseur suite au changement de bilans de masse de surface est instantanée à 2730 m, à 2550 m et à 2400 m, c'est-à-dire sur toute la partie supérieure du glacier. En outre, on a pu mettre en évidence que les bilans cumulés étaient très similaires aux variations d'épaisseurs à ces altitudes. Aussi, d'une manière générale, sur ce plateau supérieur, les changements de vitesses d'écoulement sont quasi-synchrones avec les variations d'épaisseur. Le comportement du profil 2 est vraiment différent : les variations d'épaisseurs comme les vitesses d'écoulement réagissent avec un retard d'environ 3 ans par rapport aux fluctuations du plateau supérieur. Le front réagit finalement avec 10 à 14 ans de retard par rapport aux changements de bilans de surface.

Les débits de glace ont été calculés pour chaque section à partir des épaisseurs et des vitesses d'écoulement. Ce calcul a été fait pour chaque année depuis 1976. Les résultats indiquent que 64 à 87 % de la variance des débits est expliquée par les changements de vitesses, ce qui veut dire que les débits sont avant tout contrôlés par les vitesses d'écoulement. Les flux de glace évoluent dans une fourchette de 7.5 à 10 million $\text{m}^3 \text{a}^{-1}$, au profil 7, de 8 à 14 million $\text{m}^3 \text{a}^{-1}$, au profil 4 et de 2 à 8 million $\text{m}^3 \text{a}^{-1}$, au profil 2 au cours des 30 dernières années. Les variations d'épaisseur dans la partie haute sont contrôlées par les variations du bilan de masse. Dans la partie supérieure, la bonne relation entre les variations d'épaisseur et les bilans de masse indique que l'extension/compression a peu varié à l'échelle de 30 ans.

Sur la langue terminale, au contraire, il n'y aucune relation entre les variations d'épaisseur et les bilans de masse : ce ne sont pas les bilans de masse qui contrôlent les variations d'épaisseur. Sur cette langue terminale, grâce aux nombreuses observations de vitesses d'écoulement (balises et pierres peintes), nous avons pu montrer que le taux de compression longitudinale était passé de - 0.11 a^{-1} à - 0.08 a^{-1} au cours des 15 dernières années. Par conséquent, en 1988, le bilan de masse de surface de -9.3 m/an était compensé par la compression longitudinale horizontale et une extension verticale associée. Au cours de la dernière période, la diminution de la compression longitudinale a conduit à une perte d'épaisseur supplémentaire de 5 m/an qui correspond à peu près à nos observations des 15 dernières années. En comparaison, la variation du bilan de masse de surface est faible (inférieure à 1m) et ne peut expliquer les variations d'épaisseur observées à cette altitude. On peut donc conclure que, sur la langue terminale, la variation d'épaisseur est contrôlée avant tout par la variation de la compression longitudinale.

IV. 3 Analyse des fluctuations de la Mer de Glace et simulation des conditions stationnaires.

Dans cette étude, nous avons cherché à calculer les flux de glace à 5 sections transversales du glacier et à déterminer, à partir des observations de bilans de masse, le recul du glacier en conditions stationnaires (sans changement de bilans de masse de surface) et non stationnaires à partir de l'estimation de l'extension verticale. Nous n'aborderons pas de modèle numérique ici. Cette recherche a été conduite dans le cadre d'une étude pour le compte d'EDF, en 2007/2008, (Vincent et al., 2008) destinée à évaluer le recul du glacier au cours des prochaines années et aider à la prise de décision quant à l'implantation d'un nouveau captage sous-glaciaire. Nous présentons ici une partie de l'étude seulement, qui concerne essentiellement l'analyse du comportement dynamique du glacier au cours des 30 dernières années.

IV.3.1 Les observations glaciologiques de la Mer de Glace

IV.3.1.1 Topographie de surface de la Mer de Glace:

La topographie de la surface du glacier de la Mer de Glace est connue en détail en 2003, grâce à la restitution des clichés aériens de septembre 2003 réalisée par la société Sintegra. Nous disposons ainsi d'un modèle numérique de terrain d'une précision décimétrique. Cette restitution de 2003 est la seule restitution précise qui couvre presque l'ensemble de la Mer de Glace. Les autres restitutions photogrammétriques qui couvrent entièrement la Mer de Glace sont celles de l'IGN : celle de 1958 a été réalisée à l'échelle du 1/10 000 ; malheureusement, les minutes des plans ont été égarées (elles n'ont pas été retrouvées à l'IGN) et nous disposons seulement de tirages papier d'une qualité très moyenne (qui ont 50 ans d'âge...). Pour le début du 20^{ème} siècle, nous disposons de la carte de Joseph Vallot et ses cousins à l'échelle du 1/20 000. D'autres restitutions de bonne qualité couvrent quelques parties de la Mer de Glace : nous avons réalisé une restitution des clichés de 1993, sur l'ensemble de la langue de la Mer de Glace, suivant une maille de 30 mètres environ. Nous avons également fait une restitution du glacier du Tacul à partir des prises de vue de l'IGN de 1967.

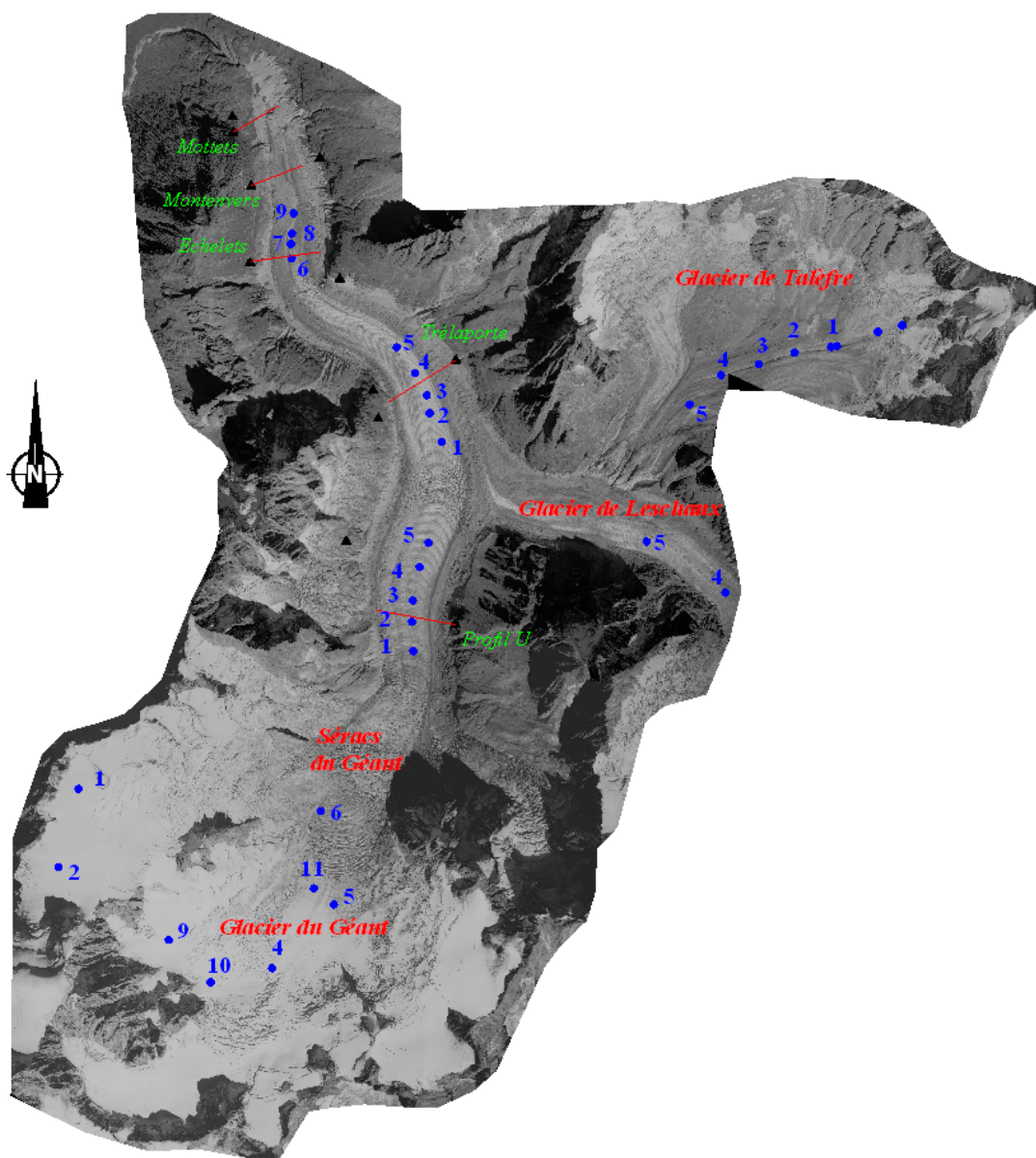


Figure 4.1 : Vue générale de la Mer de Glace (Orthophotoplan réalisé à partir des clichés aériens de 2003). Situation des profils transversaux (en vert) et des balises mesurés par le LGGE (en bleu).

IV. 3. 1.2 Topographie sous-glaciaire

La topographie du lit rocheux de la Mer de Glace est connue sur sa langue, à l'aval de la chute de séracs du Géant, grâce à de nombreuses campagnes de mesures sismiques (Süstrunk, 1951, Vallon, 1961 ; Gluck, 1967). Ce sont des méthodes de sismique-réflexion qui ont été mises en œuvre. Les premières campagnes sismique de Süstrunk (1951) visaient à déterminer les épaisseurs de la Mer de Glace entre le Montenvers et Trélaporte. Electricité de France avait, par ailleurs, effectué dans cette partie inférieure du glacier quelques forages dans les années 1950 (Ract-Madoux et Reynaud, 1950). La campagne sismique de Vallon de 1961 a permis d'étendre la carte de la topographie sous-glaciaire au glacier du Tacul et de mesurer les épaisseurs du glacier du Tacul. Au milieu du glacier du Tacul, au profil dit « U » (Figure 4.1), l'épaisseur du glacier dépassait 420 mètres (+/- 10 m) en 1961. Elle est aujourd'hui de

380 mètres environ. La campagne sismique de Gluck (1967) a contribué à mesurer les épaisseurs de la Mer de Glace entre le glacier du Tacul et Trélaporte, à proximité de la confluence de Leschaux. Au profil de Trélaporte, entre la confluence de Leschaux et les Echelets, la vallée forme une gorge beaucoup plus profonde (Figure 4.2) et l'épaisseur du glacier au centre reste importante, d'environ 370 mètres aujourd'hui. Entre le profil de Trélaporte et le profil des Echelets, les débits de glace diminuent très rapidement à cause de l'ablation très forte en surface, d'environ 5 à 7 mètres de glace par an, et l'épaisseur du glacier au profil des Echelets n'est plus que de 160 mètres au centre. A peine 1 kilomètre plus à l'aval, au profil du Montenvers, le glacier atteint une épaisseur de 120 mètres au centre. A cette altitude là, le glacier a perdu environ la moitié de son épaisseur depuis le début du 20^{ème} siècle : il atteignait près de 240 mètres d'épaisseur en 1895. Enfin, à l'extrémité de la langue de la Mer de Glace, le profil dit « Les Mottets » est quasiment totalement déglacé.

De nouvelles campagnes de mesures sismiques ont été réalisées au cours de l'été 2006 et 2007 dans la région du Montenvers par une compagnie privée (commande d'EDF) afin de déterminer plus précisément la géométrie du lit rocheux, la position du thalweg et, en conséquence, le site du nouveau captage.

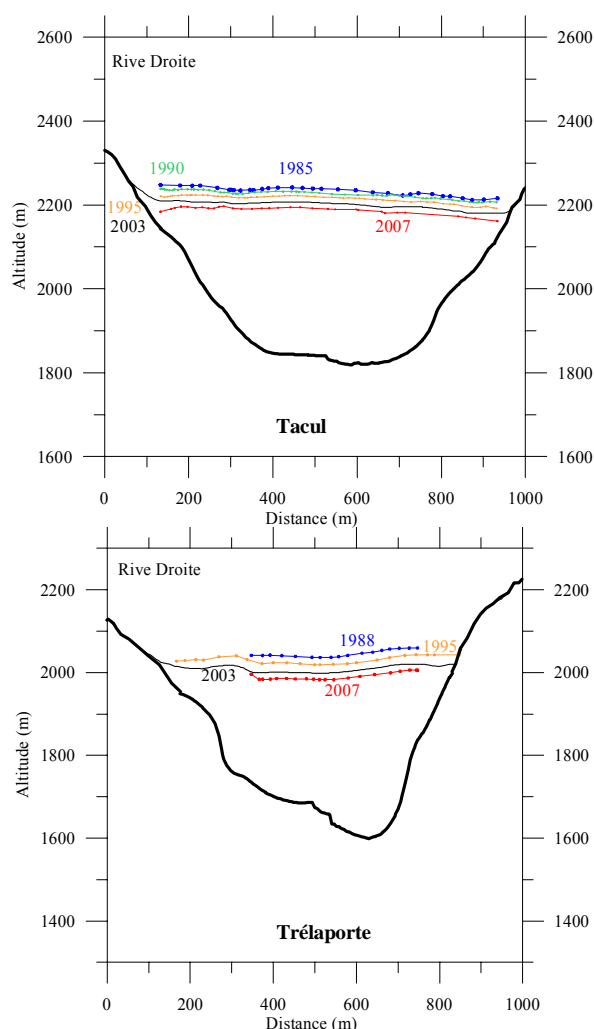


Figure 4.2 : Section transversale des profils du Tacul et de Trélaporte.

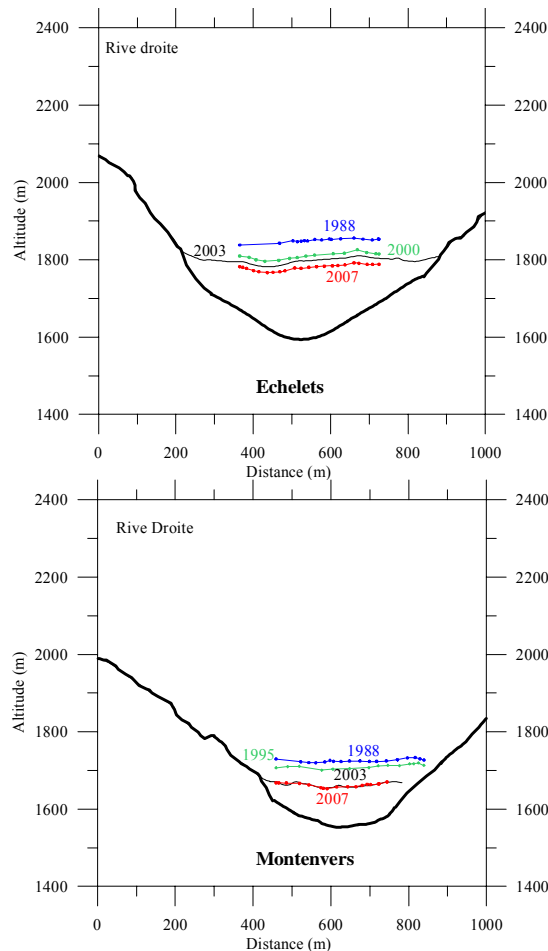


Figure 4.3 : Sections transversales des profils des Echelets et du Montenvers.

IV.3.1.3 Variations de l'épaisseur de la Mer de Glace

Les variations d'épaisseur de la Mer de Glace sont connues en détail, chaque année depuis des décennies, suivant les 5 profils transversaux étudiés par le LGGE. Les profils des Echelets, du Montenvers et des Mottets sont mesurés depuis la fin du 19^{ème} siècle : Joseph Vallot avait débuté les premières observations à partir de 1890 ; ces mesures ont été poursuivies par les Eaux et Forêts dans la première moitié du 20^{ème} siècle ; sur l'extrémité de la langue de la Mer de Glace, l'un des profils transversaux dit « Le Chapeau » a disparu avec le recul du front ; suite à l'interruption des mesures en 1960, la société EDF a repris les observations jusqu'au début des années 80 ; un profil transversal supplémentaire à l'amont, sur le glacier du Tacul, a été ajouté au réseau d'observations en 1970 ; enfin, le LGGE assure la pérennité des mesures depuis 1985. Aujourd'hui, en 2009, le profil des Mottets a disparu suite au recul du front. Ainsi, cinq profils transversaux sont relevés annuellement, vers la fin de la saison estivale, sans interruption depuis 1962 pour Trélaporte, Echelets, Montenvers et Mottets, et depuis 1970 pour le profil du Tacul dit « U » (Figure 4. 1). Deux relevés sont également connus pour le profil du Tacul en 1949 et 1952 par photogrammétrie.

A l'échelle de plusieurs décennies, les variations d'épaisseur sont plus marquées lorsqu'on se rapproche du front du glacier. En effet, depuis la fin des années 80, au début de la forte décrue, les profils des Echelets et du Montenvers ont perdu beaucoup plus de glace que le profil du Tacul. Entre 1990 et 2007, les baisses d'altitude des profils sont les suivantes :

-38.1 m au profil du Tacul, soit 2.2 m/an, -51.0m au profil de Trélaporte, soit 3.0 m/an, -66.4m pour le profil des Echelets, soit 3.9 m/an, -59.2 m pour le profil du Montenvers, soit 3.5 m/an, -88.6 m (jusqu'en 2006) au profil des Mottets, soit 5.5 m/an

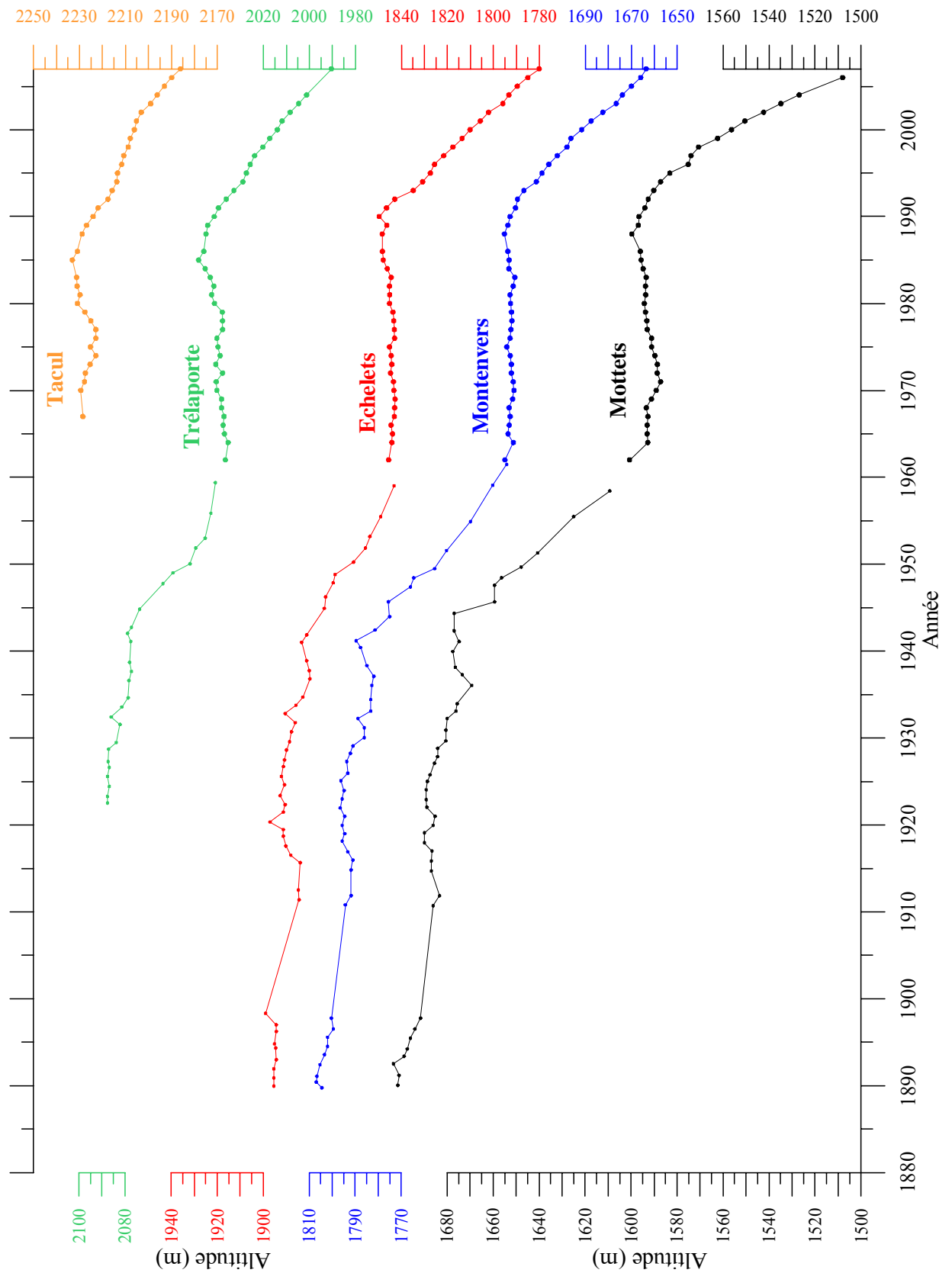


Figure 4.4 : Variations d'épaisseur de la langue de la Mer de Glace sur trois profils transversaux depuis 1895 et sur cinq profils transversaux depuis 1962.

Au regard des pentes de la figure 4.4, ces baisses d'altitude sont très linéaires, sauf sur le profil des Mottets, sur lequel on observe une nette accélération de la diminution de l'épaisseur à partir de 1998. Cette accélération correspond à l'apparition du premier lac (1998) au front de la Mer de Glace et il n'est pas impossible que le vêlage du glacier dans ce lac, puis dans le second lac un peu plus à l'amont ait influencé l'écoulement du glacier (via les vitesses de glissement) dans sa région frontale. Nous pouvons noter que le recul du front du glacier s'est accentué lors de la présence de ces lacs et du vêlage du glacier dans l'eau.

La figure 4.4 montre aussi que, entre 1962 et 1985, les variations d'épaisseur sont faibles sur l'ensemble de la langue de la Mer de Glace. Les épaisseurs fluctuent avec une amplitude de +/- 10 mètres sur cette période, ce qui est très faible en comparaison des variations actuelles. Nous pouvons remarquer que la légère augmentation relevée sur ces profils, sur l'ensemble de la période, d'à peine 15 mètres, a conduit à une avancée du front de 143 m entre 1969 et 1994. Nous pouvons noter aussi, que dans un passé à peine plus lointain, la langue de la Mer de Glace a subi une forte diminution de son épaisseur : entre 1940 et 1960, l'épaisseur du glacier a diminué de 60 m environ au profil du Montenvers et de plus de 80 mètres au profil des Mottets.

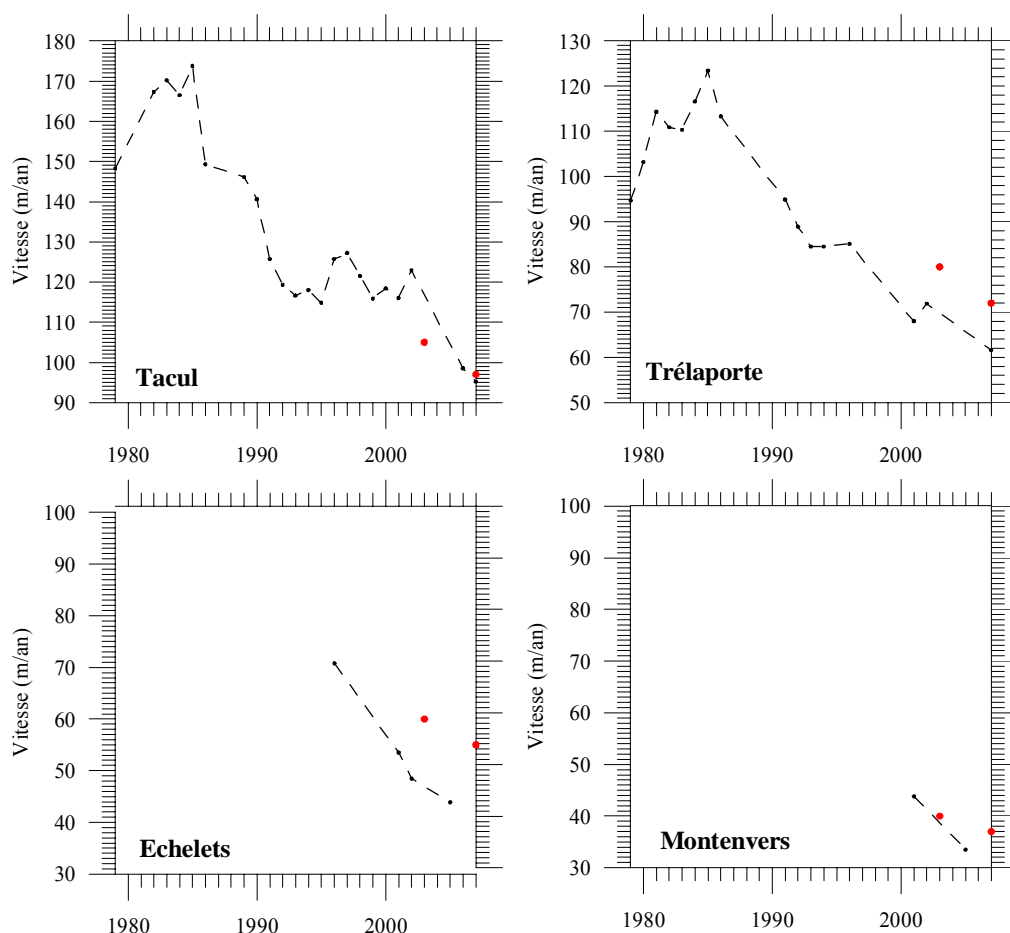


Figure 4.5 : Vitesses d'écoulement mesurées au centre du glacier (en mètres par an), aux différents profils transversaux de la Mer de Glace. Les valeurs en rouge correspondent à des valeurs de vitesses mesurées sur la saison estivale.

IV.3.1.4 Vitesses d'écoulement en surface

Afin de calculer les flux de glace à chacun des profils transversaux, nous avons besoin des vitesses d'écoulement en surface sur ces lignes transversales. Les vitesses au centre du glacier sont mesurées chaque année sur le glacier du Tacul suivant une ligne longitudinale depuis 1979, exceptées quelques années (balises perdues...). Les vitesses sur le profil de Trélaporte ont également été mesurées, au cours de la même période, sur un bon nombre d'années. Les vitesses des profils des Echelets et du Montenvers sont connues seulement pour les années récentes. Ces résultats sont reportés sur la figure 4.5. Ces observations sont indispensables pour calculer les débits de glace. Elles mettent en évidence une forte diminution des vitesses d'écoulement depuis 1985 sur les profils supérieurs, analogue à la diminution de l'épaisseur. Les débits de glace en sont, bien évidemment fortement affectés.

A partir de ces mesures de surface, nous pouvons estimer la vitesse moyenne de la section transversale et, connaissant la surface de cette section, nous pouvons en déduire le flux de glace qui passe à travers cette section.

Néanmoins, la méthode présente une limite : la vitesse moyenne de la section est estimée à partir des vitesses d'écoulement mesurées en surface. A moins d'installer des capteurs d'inclinométrie sur toute l'épaisseur du glacier pour chacun des points d'observations, il n'est pas possible de déterminer précisément cette vitesse moyenne. Différentes expériences et modèles, sur différents glaciers, indiquent que la vitesse moyenne de la section est similaire à la moyenne des vitesses relevées à la surface du glacier sur toute sa largeur (Paterson, 1994).

Pour l'estimation de la vitesse moyenne de ces sections, nous avons utilisé également les vitesses obtenues sur chacune de ces sections transversales à partir de mesures satellitaires faites à partir des images satellitaires de 2003 (Berthier et al., 2005). Etienne Berthier du LEGOS (Toulouse) nous a communiqué le détail de ces résultats (nous ne les avons pas reportés ici). Ces vitesses couvrent la période estivale, entre juin et septembre 2003. Ces résultats ont été validés par des mesures de terrain réalisées aux mêmes dates que les images satellitaires. Bien que la précision des vitesses d'écoulement obtenues à partir des images satellitaires (de quelques mètres par an) soit moins bonne que celles des observations GPS de terrain, ces mesures nous permettent d'avoir une description de la vitesse sur l'ensemble de chacune des sections transversales. D'après ces résultats, nous pouvons en déduire que la vitesse moyenne calculée sur toute la largeur de la section est comprise entre 75 et 85% de la vitesse mesurée au centre du glacier.

Ce rapport entre la vitesse moyenne et la vitesse au centre sera utilisé, un peu plus loin, pour calculer les débits de glace à chacune des sections transversales pour différentes années.

IV.3.1.5 Bilans de masse de surface

Les bilans de masse sont mesurés régulièrement depuis 1978 sur le glacier du Tacul et depuis 1995 sur l'ensemble de la Mer de Glace. Sur la figure 4.6, sont reportés les bilans de masse de surface moyens calculés sur le glacier du Tacul et sur l'ensemble de la langue de la Mer de Glace (de la chute de séracs au front). Pour faire ce calcul, nous avons découpé la surface du glacier en secteur de 200 m de large et nous avons fait l'hypothèse que la variation temporelle du bilan de masse était identique sur chacun des secteurs (modèle dit « linéaire » de variation du bilan de masse). Cette hypothèse est vérifiée lorsque les gammes d'altitude sont réduites. Le bilan de masse annuel de surface moyen du glacier du Tacul est d'environ -4.5 m (± 0.5 m) équivalent eau au cours des 30 dernières années et celui de l'ensemble de la langue est de -6 m eq. On peut noter une évolution assez marquée au cours de ces 30 dernières années.

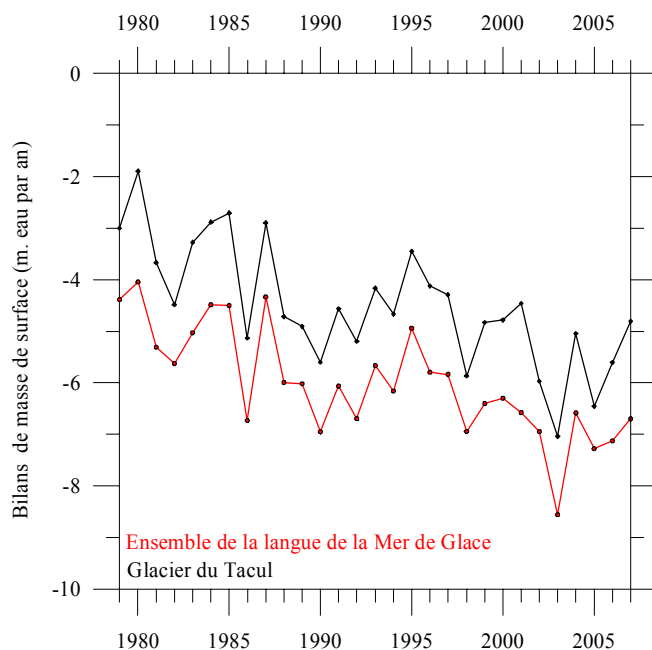


Figure 4.6 : Bilans de masse de surface de la langue de la Mer de Glace et du glacier du Tacul. Le bilan moyen du glacier du Tacul est d'environ -4.5 m eau/an ; celui de l'ensemble de la langue est d'environ -6 m eau/an.

IV.3.1.6 Variations du front de la Mer de Glace

La langue frontale de la Mer de Glace évolue rapidement depuis 1994 (Figure 4.7), date à laquelle le glacier a débuté son retrait suite à la décrue des bilans de masse de surface à partir de 1982. Le glacier a reculé de 366 mètres entre 1994 et 2007. Suite à l'apparition du premier lac au front du glacier en 1998, la langue terminale a reculé très rapidement (environ 40 m/an entre 1998 et 2005). Cette évolution a été en partie contrôlée par le vêlage du glacier dans le lac. La position du front glaciaire a évolué lentement entre 2005 et 2007 (le glacier ne vèle plus dans le lac depuis l'été 2005).

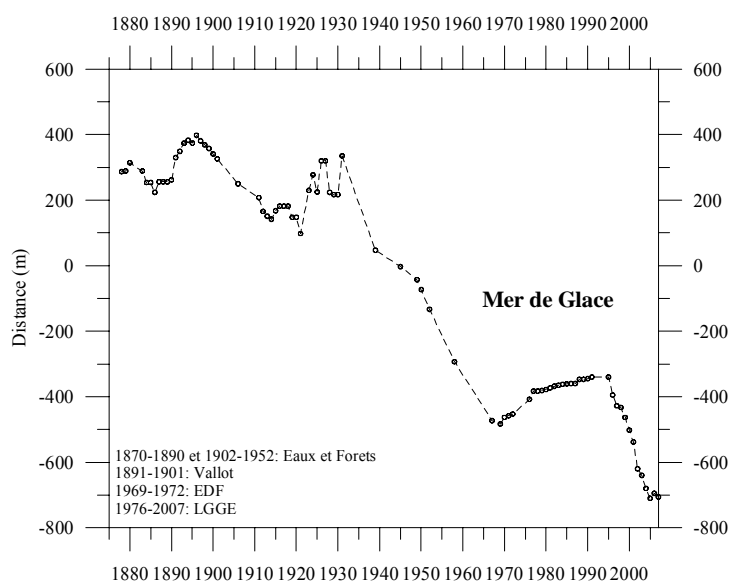


Figure 4.7 : Variations de longueurs de la Mer de Glace.

IV.3.2 Analyse des flux de glace et estimation du recul du front en état stationnaire.

A partir des aires et des vitesses d'écoulement de la glace des sections transversales, les débits de glace ont été calculés pour les sections du Tacul, de Trélaporte, des Echelets, du Montenvers et des Mottets depuis 1978 (figures 4.8 et 4.9). Les flux de glace ont fortement diminué depuis 1985: sur la section transversale du glacier du Tacul, les flux ont été divisés par deux depuis 1985 car ils sont passés de 33 millions de m^3 par an en 1985 à 15 millions de m^3 par an en 2007. D'après la figure 4.9, il apparaît que les flux ont atteint un maximum en 1985 au glacier du Tacul comme au profil de Trélaporte. Ces pics ne sont pas visibles aux profils des Echelets et du Montenvers, faute de mesures de vitesses sur ces sites. Néanmoins, au vu des variations d'épaisseur (Figure 4.4), il est très probable que cette partie du glacier n'a pas échappé à cette crue. Cette crue a, par ailleurs, entraîné l'avance du front glaciaire bien visible entre 1969 et 1994 de 143 m.

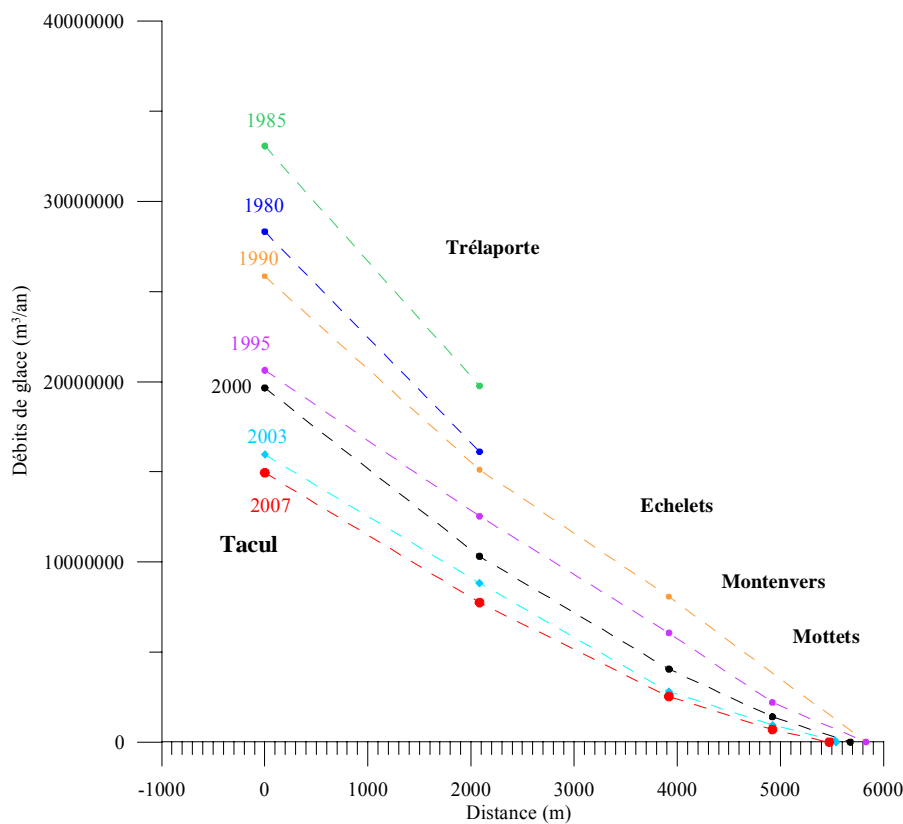


Figure 4.8 : Débits de glace sur la langue de la Mer de Glace pour des années caractéristiques (1980, 1985, 1990, 1995, 2000, 2003 et 2007). L'origine des distances est le profil du Tacul.

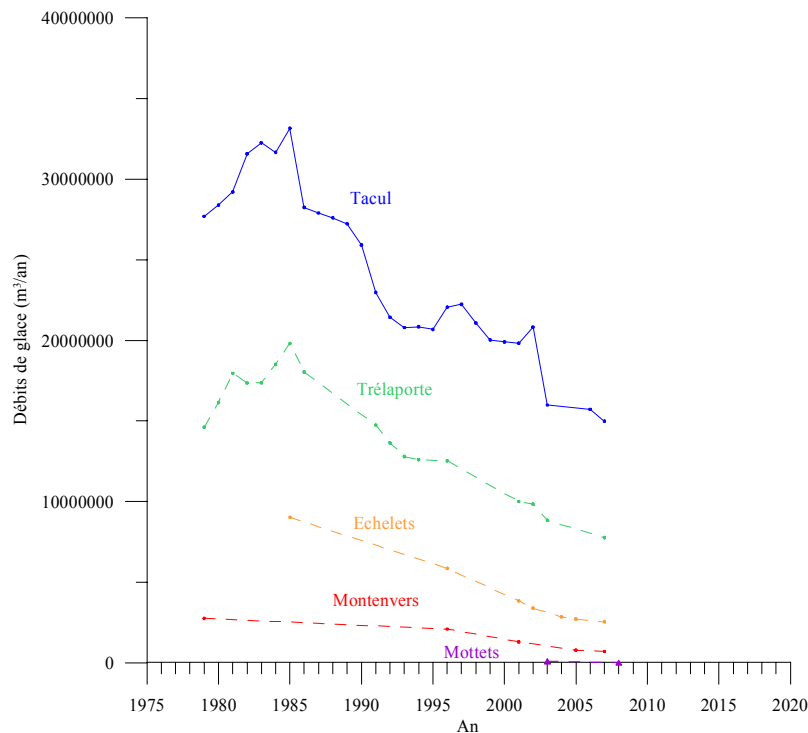


Figure 4.9: Débits de glace en fonction du temps aux différents profils.

L'examen de la figure 4.9 nous indique clairement que les débits de glace diminuent sur toute la langue depuis 1985 sur le profil du Tacul et le profil de Trélaporte. Sur les profils de Echelets, du Montenvers et des Mottets, ils diminuent aussi, mais on ne sait pas depuis quelle date exactement, car nous ne disposons pas d'observations de vitesses sur ces profils entre 1979 et 1996. Néanmoins, on peut avancer, sans beaucoup de risque, que les débits ont dû diminuer sur ces profils depuis 1988 ou 1990, au vu des variations d'épaisseur sur chacun de ces profils (Figure 4.4) : on voit en effet clairement une décroissance dans ces années là, sur ces trois profils. Il faut rappeler ici que le front a été affecté par cette décrue seulement à partir de 1993. L'évolution des débits de glace au cours des 20 dernières années nous permet de dire que cette crue est durable : d'après les débits observés au Tacul et à Trélaporte, aucun renversement de tendance n'est à prévoir dans les prochaines années. Nous pouvons remarquer que, à l'aval du profil de Trélaporte, la courbure de la courbe de débits s'inverse entre 1990 et 1995 : c'est entre ces deux dates que le front du glacier commence à reculer. Nous en reparlerons un peu plus loin. Suivant le rythme de décroissance observé au cours des 10 dernières années sur le profil des Mottets et connaissant l'altitude de son lit rocheux, on peut prédire que ce profil sera complètement déglacé en 2009 ou 2010. Le profil du Montenvers est à 620 m du profil des Mottets. Au profil du Montenvers, l'épaisseur de glace est de 123 mètres au centre du glacier ; depuis 1993, l'épaisseur diminue très régulièrement de 3.8 m par an. En faisant la même extrapolation que celle que nous avons faite au profil des Mottets, on pourrait dire que le profil du Montenvers sera totalement déglacé en 2039. Néanmoins, d'après la figure 8, on voit bien que la réduction au profil des Mottets est beaucoup plus rapide que celle du Montenvers (7.9 m/an et 3.8 m/an). Si on applique la même vitesse de décroissance au Montenvers, le profil serait alors totalement déglacé en 2022 environ. Il est important de comprendre pourquoi les taux de décroissance sont si différents aux profils du Montenvers et des Mottets et pourquoi la réduction au profil des Mottets s'est nettement accélérée depuis 1998. Comme nous l'avons évoqué auparavant, il est possible que la présence des lacs pro-glaciaires et le vêlage du lac aient joué un rôle sur le comportement

dynamique du glacier dans cette région. Le vêlage du glacier aurait eu un effet sur l'écoulement du glacier et aurait provoqué une accélération de la langue terminale. Dans ce cas, la langue du glacier se serait amincie plus rapidement. Malheureusement, notre jeu de données dans cette région est pauvre : les vitesses d'écoulement en surface sont connues seulement en 2003 (au cours de la saison estivale) à partir des images satellitaires : la vitesse moyenne de la section est estimée à 13 m/an durant l'été 2003. Il n'est donc pas possible de décrire l'évolution des vitesses pendant les 20 dernières années dans cette région.

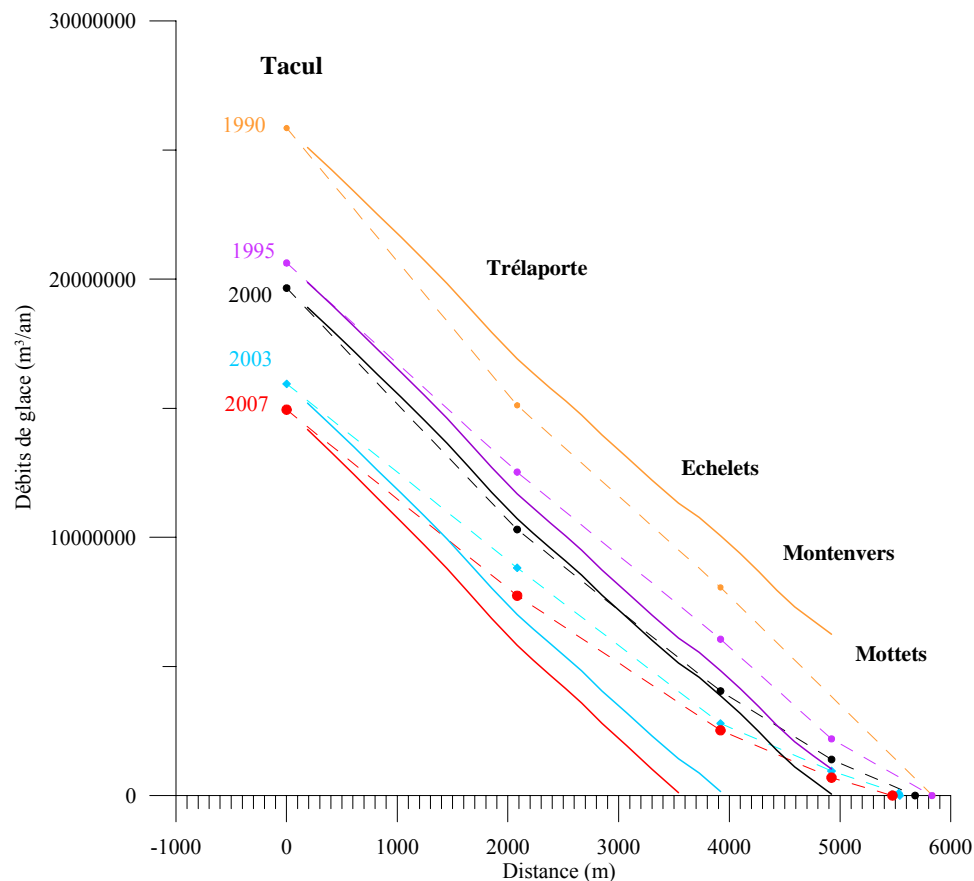


Figure 4.10: Débits observés sur les différents profils en 1990, 1995, 2000, 2003 et 2007 ; et débits simulés en conditions stationnaires, avec des bilans de surface moyens observés sur la période 1979-2007.

Sur la figure 4.10, nous avons reporté les débits de la Mer de Glace, calculés suivant un « état stationnaire » à partir du profil transversal du Tacul : la méthode consiste à calculer les débits théoriques de la langue de la Mer de glace, à l'aval du Tacul, en fixant les bilans de masse de surface ; pour cela, les bilans de masse de surface moyens de la période 1979-2007 ont été appliqués sur chaque tranche d'altitude. Les débits sont calculés en imposant les flux de glace de 1990, 1995, 2000, 2003 et 2007 au Tacul. Ces courbes, comparées à celles des débits observés, permettent d'évaluer le déséquilibre de la langue de la Mer de Glace.

La courbe de 1990 se distingue très nettement : les observations de débits sont inférieures aux valeurs déduites des bilans de masse de surface. Cela signifie que la langue était en train de gagner de la masse. Pour les années postérieures à 1990, les débits observés sont supérieurs aux débits calculés avec les bilans de masse moyens de 1979-2007. On peut quand même noter que, exceptée l'extrémité de la langue terminale, les débits de la langue de la Mer de

Glacé en 2000 sont proches des débits théoriques déduits des bilans de masse. Ce calcul a été fait avec les surfaces de 2003 ; les ablations de la langue sont donc un peu surestimées avant 2003 et légèrement sous-estimées en 2007.

D'après ces courbes, on peut, sans risque, prédire une diminution des débits de la langue terminale dans l'avenir ; en effet, les débits continuent de décroître au profil du Tacul. Suivant des conditions stationnaires et en fixant le débit de glace du Tacul à la valeur de 2007, on peut prédire un recul de la langue de 1900 m environ, c'est à dire à environ 300 m de distance à l'amont du profil des Echelets. Mais cette estimation, faite pour un nouvel état d'équilibre du glacier, ne permet pas d'évaluer le rythme de décroissance de l'épaisseur de la langue.

Afin d'estimer les diminutions d'épaisseur dans la région des profils du Montenvers et des Echelets au cours des prochaines années, nous avons calculé la composante liée à la compression longitudinale, c'est à dire à la variation de flux entre ces 2 profils. Suivant l'équation de continuité, la variation d'épaisseur est dépendante à la fois du bilan de masse de surface et des variations de flux de glace $\partial Q/\partial x$ dans la direction de la ligne d'écoulement x et $\partial Q/\partial y$ dans la direction perpendiculaire à l'écoulement y (Paterson, 1994, p.256):

$$\partial h/\partial t = b + b' - \partial Q/\partial x - \partial Q/\partial y$$

b est le bilan de surface, et b' est la fonte à la base (négligeable). On peut négliger le terme $\partial Q/\partial y$.

Année	Largeur Echelets (m)	Largeur Montenvers (m)	Distance entre les profils (m)	Debits Echelets (m3/an)	Debits Montenvers (m3/an)	Aire entre les 2 profils (m²)	dQ/dx = différence des Debits/aire (m)
1979	750	520	880	7397328	2758596	558800	8,3
1985	750	530	880	9022587	3427835	563200	9,9
1990	705	520	880	6719376	2475893	539000	7,8
1996	683	460	880	5847321	2084162	502920	7,5
2001	673	400	880	3839066	1292068	472120	5,4
2007	645	393	880	2532781	695598	456720	4,0

La dernière colonne est donc la contribution de l'écoulement du glacier à sa variation d'épaisseur ; on peut voir qu'elle a considérablement changé au cours des 30 dernières années ; l'autre composante est celle du bilan de masse de surface. Entre 1980 et 1990, les épaisseurs du glacier ont peu changé (Figure 4.4) : il semble donc que l'extension verticale, comprise entre 8 et 10 m/an compense le bilan de masse de surface. On peut en déduire que le bilan de masse de surface dans cette région était proche d'une valeur moyenne de -9 m/an. Entre les décennies 1980-1989 et 1990-1999, le bilan de surface a diminué d'environ -0.80 m et était donc d'environ -9.8 m/an. L'extension verticale était proche de +7.5 m/an . La variation d'épaisseur calculée est donc d'environ -2.30 m/an ce qui est assez cohérent avec les observations (en moyenne égale à - 3.1 m/an). Sur la dernière période, 2000-2007, l'extension verticale calculée est de +5 m ; les bilans de surface ont diminué de -1.5 m/an par rapport à la décennie 1980-1989, et équivalent à environ -10.5 m/an. La variation d'épaisseur calculée est donc de - 5.50 m/an qui est une valeur un peu surestimée par rapport aux valeurs observées aux Echelets (-4.3 m/an) et au Montenvers (-4.0 m/an). Il est probable que la couverture morainique de surface, de plus en plus importante sur la langue du glacier, protège le glacier du rayonnement et tend à augmenter un peu les bilans de surface dans cette région. Dans tous les cas, on peut en conclure que la baisse des profils des Echelets et du Montenvers au cours des 20 dernières années s'explique principalement par la diminution de l'extension verticale et les bilans de masse de surface jouent un rôle secondaire.

A partir de ces calculs et observations, on peut en déduire que, aujourd'hui, l'extension verticale ne dépasse pas 4 à 5 m/an dans la région inférieure du glacier. Vu la diminution des flux de glace à l'amont, ce taux risque de diminuer encore au cours des prochaines années. Avec différents scénarios de bilans de surface, nous pouvons alors faire des estimations de variations d'épaisseur du glacier dans cette région pour les prochaines années : en prenant des valeurs extrêmes (de +4 m/an à + 3 m/an d'extension verticale, bilan de surface de -8 à -10 m/an), on peut prédire que l'épaisseur de la langue du glacier va diminuer dans une fourchette de - 4 m à -7 m/an). Suivant ces hypothèses, la surface du glacier aura en 2028, l'un ou l'autre des profils en long représentés sur la figure 4.11. Nous pouvons remarquer que la topographie du socle rocheux présente une dépression marquée à proximité du profil des Echelets. Lorsque le front du glacier aura atteint cette dépression, un lac pourrait se former et provoquer, via le vêlage du glacier dans le lac, une accélération du recul du front. L'effet du vêlage est très efficace et nous avons vu que le front de la Mer de Glace avait reculé à une vitesse de 41 m/an entre 1999 et 2005. Suivant les hypothèses émises précédemment, on peut donc s'attendre à un recul compris entre 530 et 1230 m d'ici 2028. Ces résultats ont été confirmés et affinés avec un modèle numérique d'écoulement (cf section IV.4)

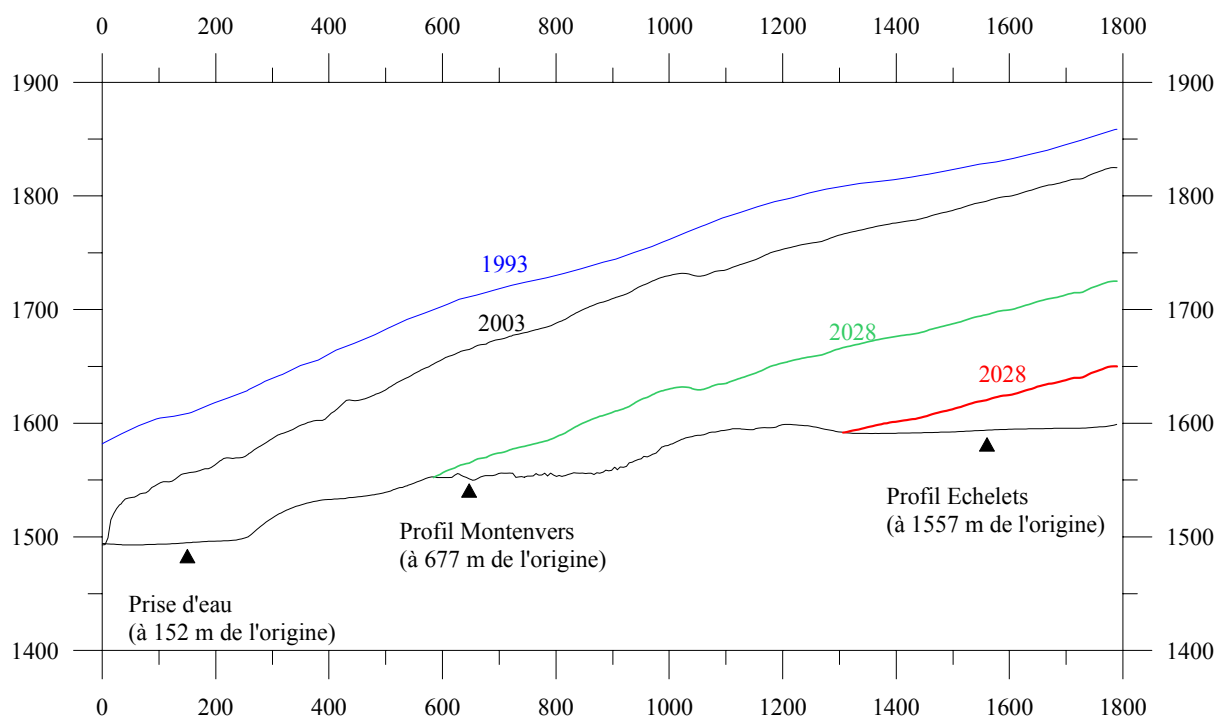


Figure 4.11 : Profils en long de la Mer de Glace observés en 1993 et 2003 et projetés en 2028 suivant différents scénarios. La topographie du lit rocheux résulte de la prospection géophysique de 2006 et 2007.

IV.4 L'importance des conditions basales et l'hydrologie sous glaciaire: exemple de St Sorlin

IV. 4.1 Introduction

Le glacier de Saint Sorlin situé dans le massif des Grandes Rousses (45°10' N, 6°10' E) fait l'objet d'observations glaciologiques détaillées depuis 1957. Les mesures de bilans de masse et de vitesses ont commencé avec l'aide d'une poignée de balises implantées en zone d'ablation (Lliboutry, 1974 ; Lliboutry et Echevin, 1975 ; Vallon et Leiva, 1982) et le réseau s'est progressivement étendu à la totalité de la surface du glacier (Vincent, 1995 ; Vincent et al., 2000 ; Vincent, 2002 ; Le Meur et Vincent, 2003 ; Gerbaux et al., 2005) . Les restitutions photogrammétriques réalisés par l'IGN en 1952 et par SINTEGRA en 1971 fournissent une carte complète du glacier au 1/5000. Deux autres cartes complètes du glacier ont été effectuées par le LGGE à l'aide des clichés de 1998 et de 2003. Nous avons également fait des restitutions partielles du glacier à partir des clichés de l'IGN pris en 1984, 1986 et 1989 pour déterminer les variations d'épaisseur de sept profils transversaux. Les mesures sismiques et gravimétriques, ainsi que des forages en profondeur, ont permis de déterminer les épaisseurs de glace sur la plus grande partie du glacier (Belin, 1962 ; Vallon, non publié ; Echevin, non publié). Notre base de données comprend ainsi les bilans de masse du glacier depuis 1957, les variations d'épaisseur de 7 profils transversaux depuis 1952 , l'évolution des vitesses d'écoulement depuis 1957 en 4 sites du glacier sur un profil longitudinal entre le col des Quirlies et le front. Il faut néanmoins souligner que cet ensemble de données souffre de lacunes dans la partie haute du glacier.

A partir de ce jeu de données depuis 1957, nous avons cherché à analyser le comportement dynamique du glacier et nous avons essayé de reproduire ce comportement à partir d'un modèle d'écoulement simple dit « flow line ».

IV.4.2 Analyse du comportement dynamique du glacier de Saint Sorlin, à partir de 40 ans d'observations 1957-97.

Dynamic behaviour analysis of glacier de Saint Sorlin, France, from 40 years of observations, 1957–97

C. VINCENT, M. VALLON, L. REYNAUD, E. LE MEUR

Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement du CNRS (associé à l'Université Joseph Fourier),
54 rue Molière, BP 96, 38402 Saint-Martin-d'Hères Cedex, France

ABSTRACT. Mass-balance and dynamic measurements carried out on glacier de Saint Sorlin since 1957 provide a good opportunity to study the dynamics of this glacier. Ice-flow analysis shows that dynamic changes have been important over the last 40 years and that these changes are not consistent with the concepts usually used in glacier modelling. Present velocities are larger than the 1960 velocities, although the thickness decreased everywhere (10–30 m in the ablation zone). A simple numerical ice-flow model which does not include longitudinal stress gradients has been used to investigate these phenomena. This model allows us to infer the sliding velocity from observed surface and calculated deformation velocities. We conclude that: (1) the sliding velocity cannot be described by Weertman analysis or empirical relations which link the sliding to the thickness and surface slope; (2) the inferred sliding velocity is uniform over at least half of the glacier; and (3) there is no clear link between the sliding process and the quantity of water coming from surface ablation. Furthermore, it may not be reasonable to calibrate model flow parameters from geometry changes because the surface geometry is relatively insensitive to velocity changes over some decades.

INTRODUCTION

Because there is a strong relation between climate and glaciers, modelling glaciers using historical records of glacier advance and retreat should elucidate past climate change. Many such model studies to simulate glacier behaviour have been carried out, but few field observations on glaciers allow a thorough check of the results of these models. Numerical ice-flow models based on the continuity equation have been developed to simulate geometry changes in response to mass-balance scenarios on Nigardsbreen, Norway (Oerlemans, 1986), Storglaciären, Sweden (Stroeven, 1996), Unterer Grindelwaldgletscher, Switzerland (Schneits and Oerlemans, 1997), and Hintereisferner, Austria (Schlosser, 1997). Unfortunately, the results of these calculations cannot be compared with observations, because (1) observations do not exist or are scarce, or (2) the available observations have been used to calibrate the parameters of the model. In this paper, owing to the wealth of observations, we are able to test the modelling results with the observations. In this way, we underscore the limits of this kind of numerical modelling, particularly for the calibration of flow parameters.

It is rare that mass-balance data, elevation changes, velocities and terminus positions are available for several decades on the same glacier. Glacier de Saint Sorlin is a small glacier (3 km²) located in the Grandes Rousses area, France (45°10' N, 6°10' E) (Fig. 1). The mass balance of this glacier has been the subject of several studies (Lliboutry, 1974; Lliboutry and Echevin, 1975; Vallon and Leiva, 1982; Vincent, 1995), and glaciological mass balances and velocities have been measured directly since 1957. In addition, glacier thicknesses are known from boreholes, seismic soundings and gravimetric measurements (Belin, 1962; unpublished

information from M. Echevin and from M. Vallon), and altitude changes were determined six times between 1952 and 1997 using photogrammetric or geodetic means.

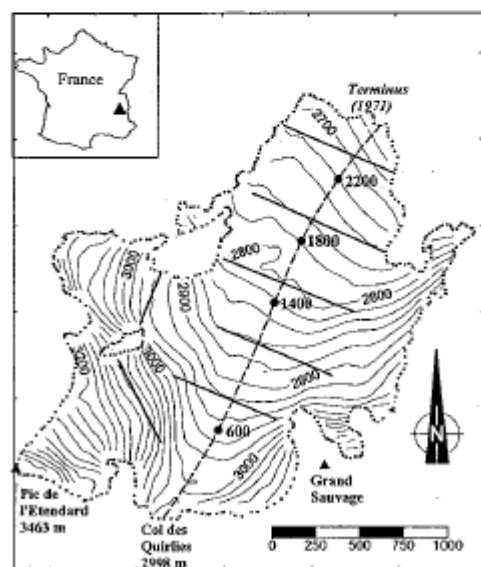


Fig. 1. Glacier de Saint Sorlin in 1971, showing cross-sections measured by photogrammetry (solid lines) and flowline used in the model (dashed line). The large dots are positions where thicknesses and velocity were calculated in the model (600, 1400, 1800 and 2200 m from col des Quirilles).

In this paper, a numerical ice-flow model is adapted to reconstruct the fluctuations of glacier de Saint Sorlin and to study the large changes in its dynamics. The model is based on the continuity equation integrated over depth and width. Owing to the wealth of observations, it is not necessary to reconstruct mass balance from meteorological data between 1957 and 1997 or to adjust the bedrock profile. Therefore, the measurements of surface velocities and height changes can be fully used to check the results of the model and to gain insight into sliding processes. In the following section, mass-balance observations are thoroughly analyzed in order to obtain a reliable mass-balance series over the entire surface of the glacier. These data are then used to simulate the dynamic behaviour.

MASS-BALANCE DATA

Mass-balance data have been collected using stake measurements scattered over the glacier. As the measurements were not made at the same places each year, we use a statistical method of Lliboutry (1974), herein called the linear model, to interpolate and extrapolate the data. The linear model assumes that the mass balance can be decomposed into a spatially independent temporal variation, β_t , and a spatial pattern independent of time, α_j , thus:

$$b_{j,t} = \alpha_j + \beta_t + \epsilon_{j,t}, \quad (1)$$

where $b_{j,t}$ is the specific balance at site j during year t , α_j is the average balance at that site over the period of record, β is a constant for any given year and $\epsilon_{j,t}$ is an error term. Instead of treating each stake as a site of observation, the surface of the glacier is divided into $0.2 \text{ km} \times 0.2 \text{ km}$ squares, within each of which the mass balance is assumed to be constant for a given year (if there is more than one observation within one of these squares, the mass-balance value used is the average of the available measurements). A matrix is then constructed in which each cell represents one of these squares and a particular year. As data are available for only 24% of the cells on the glacier, the Lliboutry algorithm is used to estimate missing values. The standard deviation between reconstructed and observed annual mass balances is 0.28 m w.e. This method can be used:

- to determine mass-balance variations with time, as the linear model assumes that β_t is independent of position on the glacier (Létréguilly, 1984; Reynaud and others, 1986),

- to produce a map of mean specific net mass-balance rate over the last 40 years (Fig. 2)

- to calculate the change in ice volume with time since the beginning of the measurement period.

The cumulative specific net balance calculated from the linear model has been negative (Fig. 3). Since 1957 the glacier has lost an average of 12.4 m w.e. , or 0.31 m a^{-1} .

In the linear model, we assume that the change in mass balance between any two successive years is the same everywhere on the glacier (i.e. β_t is constant, independent of position). In other words, the balance gradient is independent of time. To test this assumption, some annual mass-balance data are plotted against distance from the terminus to col des Quirles (Fig. 4). It can be seen that the gradient remains unchanged (within uncertainty of the data) on this relatively small glacier.

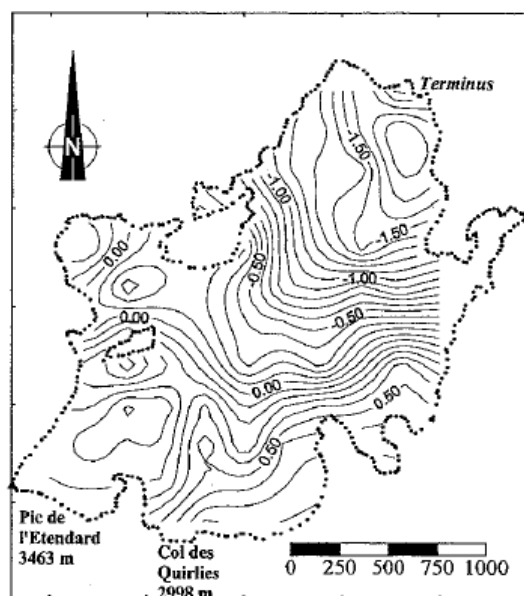


Fig. 2. Mean specific net mass balance of glacier de Saint Sorlin (m w.e.) over the last 40 years (1957-97).

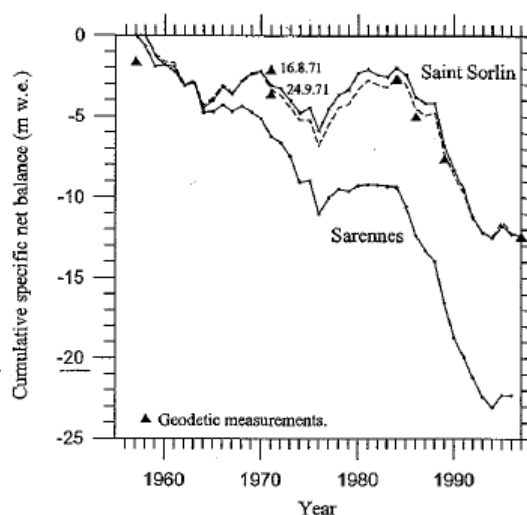


Fig. 3. Cumulative specific net balance (m w.e.) on glacier de Sarnnes and glacier de Saint Sorlin. The dashed line shows the cumulative specific net balance calculated from stakes located in a 0.25 km^2 area in the lowest part of the glacier. Triangles show changes, relative to 1997, based on geodetic measurements (see text).

This assumption can be questioned, however, when applied to the full altitude range of larger glaciers (Kuhn, 1984; Oerlemans, 1993; Vallon and others, 1998). Furthermore, measurements in the accumulation zone of glacier de Saint Sorlin have been made for only 11 years. Thus, in order to check these results, mass-balance values have been calculated using a direct glaciological method based on altitude bands. For this purpose, a map with contours of elevation and of net balance is used to determine the average net balance for an average elevation interval of 100 m (Paterson, 1994, p. 32). Observations were made over the entire glacier surface in only 5 years (about

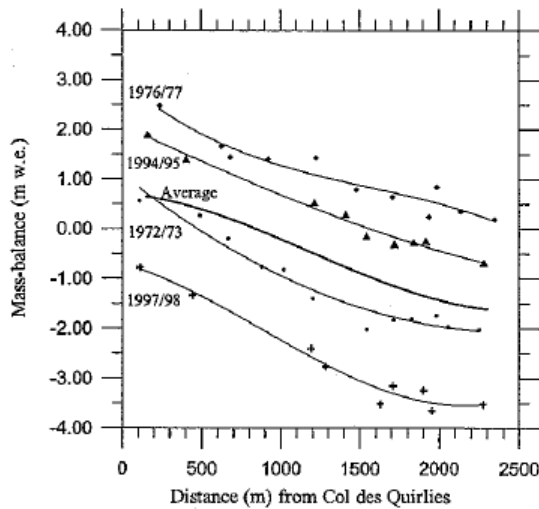


Fig. 4. Annual mass balance observed on the flowline between col des Quirilies and the terminus for certain years, and the average over 40 years.

30 observations over 3 km^2 , so only these years are available for such a comparison. For these 5 years, it can be seen that the results are in reasonable agreement with the linear model (Table 1). Differences do not exceed $0.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ w.e.}$, or 0.17 m w.e. averaged over the glacier. Such differences are within the range of uncertainty of the observations.

The raw data used for these two calculations are, however, the same, so the results are not independent. In order to obtain an independent estimate of volume loss, topographic measurements and aerial photographs were used to calculate volume changes. We call this the geodetic method. The dates and origins of the available documents are shown in Table 2.

Table 1. Mass balance (in $10^6 \text{ m}^3 \text{ w.e.}$) from altitude-band method and from Liboutry linear model

Year	Altitude-band method	Linear model	Difference
1971/72	-0.8 (Liboutry and Echevin, 1975)	-0.8	0.0
1972/73	-2.3 (Liboutry and Echevin, 1975)	-2.5	+0.2
1976/77	+4.3 (Vallon and Leiva, 1982)	+4.4	-0.1
1977/78	+2.5 (Vallon and Leiva, 1982)	+3.0	-0.5
1993/94	-0.6 (C. Vincent and P. Wagnon, unpublished)	-1.0	+0.4

Table 2. Date and origin of geodetic measurements (photogrammetry and topography)

Date	Origin of photographs	Observations
1 August 1952	IGN*	Camera with large distortions. Far from the end of the balance year
16 August 1971	Sintegra†	Far from the end of the balance year
31 August 1984	IGN	
5 September 1986	IGN	
24 October 1989	IGN	
27 August 1997	No photographs	Geodetic measurements

* Institut Géographique National.

† Private company.

Instead of mapping contour lines from these photographs, only transverse profiles were constructed (Fig. 1). Thickness variations were then extrapolated over the entire surface. This seemed to be more accurate for the following reasons:

owing to lack of contrast, stereoscopic vision is difficult or impossible over much of the accumulation zone. Our method, in contrast, allows selection of areas in which many surface details, such as crevasses, are visible.

as the measurements come from transverse profiles, the results are interpolated in two dimensions only and it is not necessary to use a grid, which would otherwise lead to further uncertainty.

Nevertheless, in this method we do assume that temporal altitude variations on the chosen cross-sections are applicable to a large area up- and down-glacier from the cross-section. The resulting thickness variations are shown in Figure 5; it can be seen that the glacier thickness increased from 1952 to 1984 at the highest elevations, and decreased at lower elevations. From 1984 to 1997, the thickness decreased everywhere.

A direct comparison of these results with the mass balance determined from the linear model is not possible because no map is available from 1957, the year of the first mass-balance measurements. To make this comparison, we had to estimate the volume change between 1952 and 1957, using data from glacier de Sarennes (Valla and Piedallu, 1997), which is located 3 km away. There is a good correlation between the mass-balance changes of these two glaciers (Vincent, 1995). Figure 3 shows the cumulative specific net balance of glacier de Saint Sorlin, together with the changes inferred from volume variations, relative to 1997, obtained by geodetic methods. It is difficult to know whether the slight discrepancies between the geodetic method and the linear model result from: (1) the quality of the first aerial photographs in 1952, for which camera distortions are large; (2) uncertainty in mass-balance measurements (the standard deviation is about 0.20 m w.e. for 1 year, or 1.26 m w.e. for 40 years if the errors are random); (3) the assumptions introduced in the linear model; or (4) dates of the photographs which do not always match those of the mass-balance measurements.

In order to test the linear model further, it has been applied to a small part of the glacier (0.25 km^2) close to the

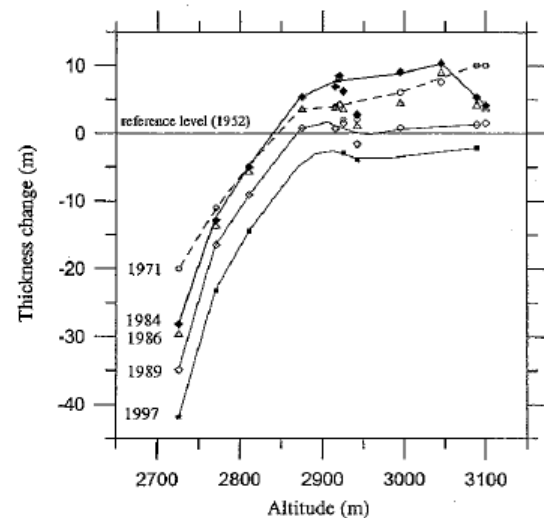


Fig. 5. Thickness changes relative to 1952.

terminus; in this way, one can calculate new values for the interannual mass-balance variations (β_t). Thus, with this small net we evaluate only the temporal term in Lliboutry's model. The method then relies on the mean mass balance, α_j (obtained from Lliboutry's model applied over the entire surface), to scale the result to the whole glacier. It can be seen (dashed line, Fig. 3) that the results are similar: the two volume-variation calculations differ by $<3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ w.e.}$ (1 m w.e. in cumulative specific net balance). This is only slightly more than the expected uncertainty in the volume variation over 20 years (0.90 m w.e.).

One might conclude that some stakes in the small terminus area of a glacier, together with maps at the beginning and the end of the period, would suffice to determine the glacier mass balance over a 40 year span with an accuracy which remains within the range of uncertainty. This conclusion, however, is valid only for small glaciers like glacier de Saint Sorlin.

DYNAMIC BEHAVIOUR OF GLACIER DE SAINT SORLIN

Since 1957, annual velocities of stakes used for mass-balance observations in the ablation zone of glacier de Saint Sorlin have been measured. In two years, 1972 and 1973, measurements were also made in the accumulation zone. Thickness changes are known from geodetic measurements in 1952, 1971, 1984, 1986, 1989 and 1997 (Fig. 5). In addition, a map from 1905 (scale 1:10 000) is available, although its accuracy is uncertain. Finally, ice thicknesses were measured by geophysical means (see Introduction). Here, we analyze the thickness and velocity variations along a central flowline between col des Quiries and the terminus. It is immediately apparent (Fig. 6) that the velocities increased significantly between 1960 and 1983 in the central region of the glacier, although the surface geometry remained almost unchanged (the change in slope is about 2% in this region). What triggers such phenomena?

Ice-flow model

An ice-flow model is adapted to reconstruct fluctuations of

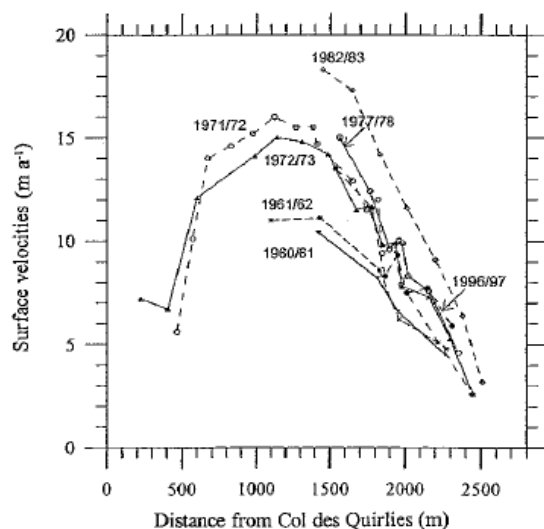


Fig. 6. Measured surface velocities on the flowline between col des Quiries and the terminus. Only selected years are shown.

glacier de Saint Sorlin. This model is based on principles developed by Oerlemans (1986) and Greuell (1992). Ice flow is calculated along the central flowline (x axis) (Fig. 1). The change in cross-sectional area with time can be described by the continuity equation:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\frac{\partial(US)}{\partial x} + BW, \quad (2)$$

where S is the cross-sectional area, U is the mean velocity over the cross-section, B is the mass balance, W is the width of the glacier surface and x is the downstream distance along the flowline. The total ice velocity, U , is the sum of the deformation velocity, u_d , and the sliding velocity, u_s . The mean deformation velocity is calculated from:

$$u_d = fH\tau_b^3, \quad (3)$$

where H is the ice thickness, f is a flow parameter, and τ_b is the driving stress given by

$$\tau_b = \rho g H \frac{\partial h}{\partial x}, \quad (4)$$

where ρ is the ice density, g is the acceleration due to gravity and h is the surface elevation. f is taken to be $1.3 \times 10^{-24} \text{ Pa}^{-3} \text{ s}^{-1}$ (Lliboutry, 1964).

The form of the sliding law is controversial. A number of modellers have assumed that the sliding velocity is proportional to the third power of the driving stress divided by the effective pressure, the ice overburden pressure minus the water pressure at the bed. In addition, as the water pressure has not been measured over long periods, it is assumed this water pressure is a fraction of the overburden ice pressure (Oerlemans, 1998).

Because the physical processes of glacier sliding are not well understood quantitatively, sliding is not taken into consideration in initial calculations with the present model. Nevertheless, in a second step, we introduce sliding velocities from an empirical relation between sliding, shear stress and overburden ice pressure, in order to test the limits of this modelling.

Input data and calibration procedure

Bedrock topography and mass balance are input data and are not used to calibrate the model. The mass-balance values between 1957 and 1997 have been extracted from the analysis in the previous section. Between 1905 and 1957, the glacier de Sarennes mass balance, reconstructed from meteorological data (Martin, 1978), is used. Although such reconstructions can be questioned (Vincent and Vallon, 1997), they are probably the best technique available for estimating the mass-balance series prior to the period of observation.

The three-dimensional geometry is taken into account by allowing flowlines to converge linearly in the accumulation area: a convergence parameter, p , allows W (Equation (2)) to change along the central flowline, thus:

$$W(x) = W_0(1 - px/L), \quad (5)$$

where W_0 is the initial width at col des Quiries, p is the convergence parameter, x is the distance from col des Quiries, and L is the distance over which the flowband is reduced (1 km). p is the only adjustable parameter in our approach. It remains constant with time.

In the ablation zone, the flowlines are inferred from velocity data and are known (and thus modelled) to be more-or-less parallel. In the accumulation zone, velocity measurements have been carried out over only 2 years, and p

has been roughly adjusted so that the simulated longitudinal profile (from steady-state conditions) fits the observed 1971 profile and simulated velocities on the flowline fit observed velocities. It was found that in order to achieve this, the distance between flowlines had to be decreased 50% over the first kilometer. With regard to calibration of p , we note that:

- (1) This pattern of $W(x)$ is consistent with the assumption that ice flows normal to contour lines. In addition, further experiments show that temporal variations of calculated velocities are not strongly affected by the value of p .
- (2) Under steady-state conditions, using this value of p and a (steady-state) mass-balance pattern obtained by adding 0.31 m.w.e. to the pattern in Figure 2, the maximum discrepancy in the surface elevation reaches 25 m in the center of the glacier where the ice is about 120 m thick. This difference may be due to the approximate knowledge of the bedrock topography, the non-steady-state conditions of the glacier in 1971 or the principles of the model (in which ice flow is calculated along a central flowline).

For model runs, the initial surface profile is taken to be the bedrock profile. The first aim is to reconstruct the 1905 glacier (the first available map). For this purpose, the present-day annual mass balances shown in Figure 2 are increased by 0.55 m.w.e., and the mass balance is assumed to be constant with time. After about 500 years of simulated time, an equilibrium, close to the 1905 state, is reached. We thus, implicitly, assume that the 1905 glacier was close to a steady state. This assumption is most probably wrong, but without consequence because the period analyzed (1957–97) is relatively far from this date. According to Jóhannesson and others (1989), the response time-scale for adjustment of a glacier to changes in mass balance is given by the maximum thickness divided by the balance rate at the terminus. For glacier de Saint Sorlin, the response time-scale would thus be about 60 years. Therefore, it can be assumed that changes in mass balance before 1905 do not significantly influence either glacier geometry or velocities between 1957 and 1997.

Results and comparison with the observations

Shown in the lefthand column of Figure 7 are modelled changes in surface elevation at four points along the flowline from col des Quirries, based on the model output. Also shown are observed elevations at those points at six to eight different times. In the righthand column of the figure, velocities calculated at various locations along the flowline are compared with observed velocities at the same locations. The modelled thickness variations are very close to the measured ones except for surface elevations at the highest and lowest locations in 1905. For 1905, it is not surprising to see some discrepancies: either mass-balance data or map accuracy could be responsible for these, as could the assumption of a steady state in 1905.

The modelled velocity variations between 1957 and 1997 (solid lines on right side of Fig. 7) are not, however, in accordance with observations. Figure 7 shows that:

- (1) One can reconstruct thickness variations which fit well with observations, although the dynamic processes are misunderstood.
- (2) Between 1960 and 1983, observed velocities increased by 80%, although the surface elevation remained almost

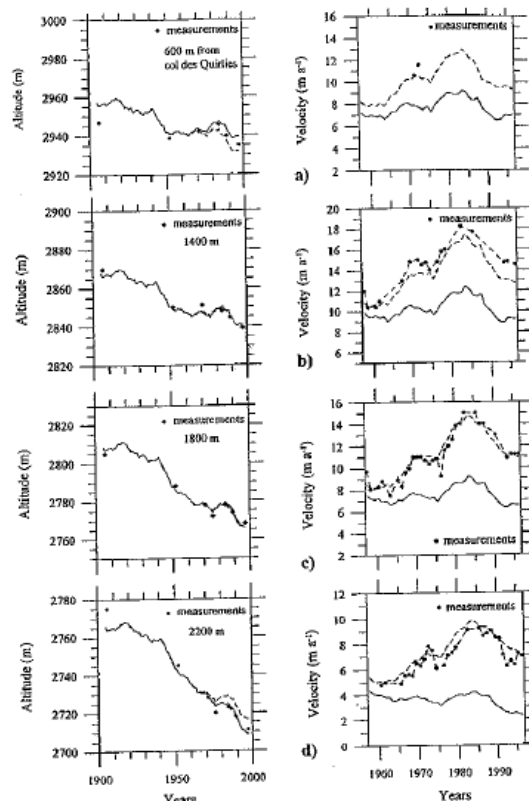


Fig. 7. Variations in thickness and velocity through time (solid lines), calculated from the model without sliding, for locations at 600 m (a), 1400 m (b), 1800 m (c) and 2200 m (d) down-glacier from col des Quirries along the flowline. The dots are observations. The dashed lines without dots are results from the model after introducing sliding.

unchanged (plus or minus a few meters) over most of the glacier, and decreased 15 m in the vicinity of the snout (Fig. 7d).

- (3) Present velocities are higher than the velocities in 1960, although the thickness decreased everywhere.
- (4) The time series of the differences between observed surface velocities and calculated deformation velocities (Equation (3)) are very similar on the lower part of the glacier (Fig. 8). Higher on the glacier (Fig. 7a), the observations are not as complete so no conclusions can be drawn.

Additional modelling tests showed that it is not possible to improve the results by changing f in Equation (3) or by adding sliding velocities which depend upon empirical relations between sliding, shear stress and overburden ice pressure (Paterson, 1994, p.157). These changes can increase the velocities but do not improve the agreement with observed changes in velocity.

The velocity differences shown in Figure 8 are probably a good estimate of the sliding velocities over the lower half of the glacier. Accordingly, these differences were introduced into the model as sliding velocities in order to study the sensitivity of the thickness to the change in velocity. Of course, in this experiment the resulting surface velocities (dashed lines without dots in Fig. 7) now fit observed velocities. Because u_d

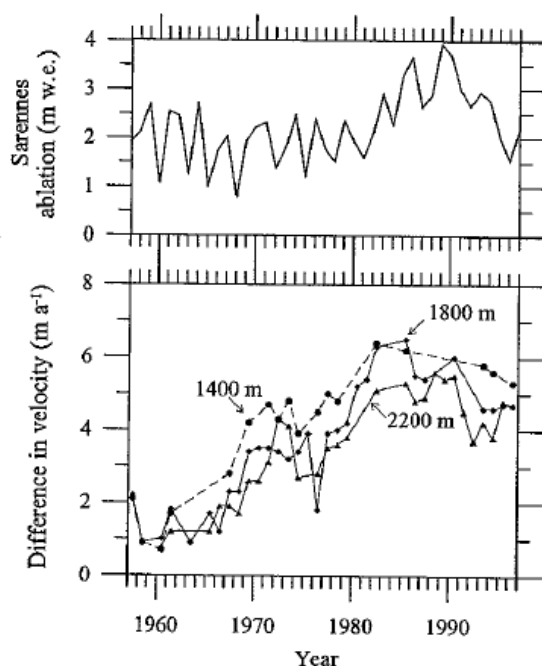


Fig. 8. Difference between measured surface velocities and velocities calculated from internal deformation alone for locations 1400, 1800 and 2200 m from col des Quiries. Summer ablation on glacier de Sarennes is shown at top.

decreases rapidly as H decreases, thus compensating for the increase in u_s (Equations (3) and (4)), adding this sliding component to the model results in only small changes in surface elevation; the maximum difference is 7 m.

The inferred sliding velocities were compared with summer ablation on glacier de Sarennes (Fig. 8, top). No relation is evident on time-scales of 1 or 2 years. Nevertheless there is a trend toward increasing ablation from 1970 to 1990, accompanied by a clear increase in sliding. Both then decrease after 1990.

Finally, the measured terminus position (Fig. 9) shows a pattern of change similar to that of the observed thickness changes on the lower part of the glacier: the average retreat rate was about 10 m a^{-1} between 1952 and 1970, and 3.5 m a^{-1} between 1970 and 1997.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Mass-balance and velocity measurements carried out on glacier de Saint Sorlin over 40 years provide insights into dynamic processes.

First, the mass-balance analysis suggests that reliable annual mass-balance measurements from only a few stakes on a reduced part of the glacier can be used to estimate interannual mass-balance changes over a few decades on a small glacier like glacier de Saint Sorlin. Moreover, the time series of cumulative specific net balance can then be determined using maps made at the beginning and end of the study period. For larger glaciers, this method is not appropriate because the mass-balance gradient may vary with elevation; thus observations must be extended to higher elevations (Haeberli, 1998; Vallon and others, 1998).

Dynamic changes on glacier de Saint Sorlin since 1957

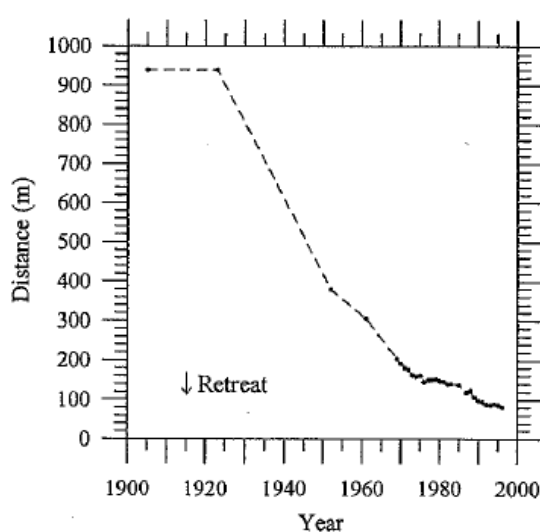


Fig. 9. Measured terminus positions since 1905.

are significant. A simple numerical ice-flow model, based on the continuity equation, simulates dynamic changes during this period. The reconstructed thickness variations agree with observations, although velocities do not.

The present study shows the limits of this kind of modelling, particularly as concerns calibration of flow parameters from geometric changes. In this kind of model, the total ice velocity is expressed as the sum of the deformation velocity and the sliding velocity. The deformation velocity is expressed as a function of the thickness and the driving stress (Equation (3)) with a flow parameter. With regard to the form of the sliding law, a number of modellers use an empirical relation between sliding velocity, basal shear stress and effective pressure (Paterson, 1994, p. 157) with a second flow parameter. Modelling tests of the present study show that such empirical relations for sliding do not improve the agreement between modelled and observed changes in velocity. Moreover, we found that, over 40 years, the surface geometry change is not very sensitive to changes in velocity (experiments with doubling the first flow parameter or with introducing the large inferred sliding velocity). As a result, it is not useful, and indeed it is misleading, to calibrate flow parameters from terminus fluctuations in this kind of model, for two reasons:

- (1) The calibration of the flow parameters from the historical glacier-length record, called the dynamic calibration procedure (Oerlemans, 1997; Wallinga and others, 1998), requires >50 years of observations (glacier-length and mass-balance records), as has been shown in the present study. Thus, because direct mass-balance observations are not available prior to 1945 anywhere in the world, it seems impossible to fix these parameters correctly.
- (2) The present study shows clearly that sliding conditions can change significantly over 20 years and it is misleading to hold the sliding-law parameter constant in time in an empirical relation between sliding, shear stress and overburden ice pressure.

Computed velocities, determined from the calculated driving stress alone, differ significantly from observed velocities. Similar results were obtained from 22 years of velocity measurements on Nisqually Glacier, Washington,

U.S.A. (Meier, 1968). On glacier de Saint Sorlin, comparison between the reconstructed deformation velocities, calculated from the driving stress, and the observed surface velocities provides an estimate of the sliding speed. It is noteworthy that the inferred temporal variations in sliding speed are similar over the bottom half of the glacier for the last 40 years (Fig. 8). Moreover, as in Meier's study, the inferred sliding velocity cannot be described by classical analysis (Weertmann, 1957) or empirical relations in which the sliding velocity depends on the driving stress (Paterson, 1994, p. 157). Nor can the increase in velocity between 1960 and 1985 be explained by secular change in the local driving stress.

It seems, in addition, that the increase in velocity between 1960 and 1985 is not related to the quantity of water coming from surface ablation. Basal water-pressure fluctuations might explain the observed acceleration, but we do not have such measurements over such a long period of time. Thus, it is not possible to draw conclusions about the influence of the basal water pressure. The thorough studies carried out over some months on Findelengletscher, Switzerland (Iken and Bindenschadler, 1986), or Storglaciären (Jansson, 1995) relate the enhanced basal sliding in summer to the high basal water pressure. At the surging-glacier end of the spectrum, the detailed observations of the surge of Variegated Glacier, Alaska, U.S.A., in 1982/83 (Kamb and others, 1985) show that the flow acceleration is caused by the build-up of high water pressure in the basal passageway system. Glacier de Saint Sorlin shows a different pattern of flow acceleration, with a gradual rise in basal sliding over two decades. This acceleration is also probably linked to enhanced basal water pressure, triggered by changes in the geometry and water-transport characteristics of the basal conduit system.

These conclusions about the glacier de Saint Sorlin velocities are valid as long as longitudinal stress gradients can be neglected. H. G. Gudmundsson (personal communication, 1999) notes that a flow model of this type cannot be used to calculate surface velocities accurately because it does not incorporate such stress gradients. The volume time-scale is predicted correctly, but the diffusion and propagation time-scales are not (Gudmundsson and others, 1998). However, the integral of the velocities over depth and across the width of the glacier can be correct. In fact, the flux must be more-or-less correct because the flux gradient is determined by the mass balance (personal communication from H. G. Gudmundsson, 1999).

With regard to a 100 year record of velocity observations on Hintereisferner, Span and others (1997) noted that an increase in ice thickness alone could not explain an enormous increase in surface velocity in about 1919 (from 30 m a^{-1} to 125 m a^{-1} over 5 years). In search of possible causes of this flow acceleration, Span and others mention a positive feedback process in which increased velocities result in increased crevassing which in turn increases water input to the glacier. In higher parts of glacier de Saint Sorlin, the mean longitudinal strain rate did not exceed 0.02 a^{-1} (Fig. 6), which is less than the value of 0.03 a^{-1} at which crevasses form (Meier, 1974). In the lower part, crevasses are not widespread and changes are not visible in aerial photographs. Therefore, the increase in observed velocities on glacier de Saint Sorlin cannot be explained by this mechanism.

Flow processes of glaciers must be understood in order to simulate glacier response to climate change. For example, the response time depends on flow processes; with constant

climate similar to present conditions, our model predicts that the glacier would reach an equilibrium state in 2140, and the average recession rate of the terminus would be about 4 m a^{-1} for the next 50 years (in the model, the equilibrium state is considered to be reached when thickness variations are $<0.1 \text{ m}$). If the velocities are doubled (the present study shows that the uncertainty in calculated velocity can reach 100%), the equilibrium state would be reached in about 2170 and the recession rate would be about 2.5 m a^{-1} for the next 50 years.

ACKNOWLEDGEMENTS

We would like to thank all those who collected data from glacier de Saint Sorlin over a long period. For the last 3 years, this study was supported by European contract No. ENV4-CT095-0124, "Sea Level and Climatic Change".

We are deeply indebted to R. LeB. Hooke for all his extensive comments to improve the manuscript. We thank G. H. Gudmundsson and an anonymous reviewer for reading the manuscript carefully and helping to improve it and for their critical comments.

REFERENCES

- Belin, M. 1962. Sondage sismique du glacier de Saint-Sorlin. *C. R. Séances Acad. Sci. (Paris)*, 255(3), 546-548.
- Greuell, W. 1992. Hintereisferner, Austria: mass-balance reconstruction and numerical modelling of the historical length variations. *J. Glaciol.*, 38(129), 233-244.
- Gudmundsson, G. H., C. F. Raymond and R. Bindenschadler. 1998. The origin and longevity of flow stripes on Antarctic ice streams. *Ann. Glaciol.*, 27, 145-152.
- Haeberli, W. 1998. Historical evolution and operational aspects of worldwide glacier monitoring. In Haeberli, W., M. Hoelzle and S. Suter, eds. *Into the second century of worldwide glacier monitoring: prospects and strategies*. Paris, UNESCO Publishing, 35-51. (Studies and Reports in Hydrology 56)
- Iken, A. and R. A. Bindenschadler. 1986. Combined measurements of subglacial water pressure and surface velocity of Findelengletscher, Switzerland: conclusions about drainage system and sliding mechanism. *J. Glaciol.*, 32(110), 101-119.
- Jansson, P. 1995. Water pressure and basal sliding on Storglaciären, northern Sweden. *J. Glaciol.*, 41(138), 232-240.
- Jóhannesson, T., C. Raymond and E. Waddington. 1989. Time-scale for adjustment of glaciers to changes in mass balance. *J. Glaciol.*, 35(121), 355-369.
- Kamb, B. and 7 others. 1985. Glacier surge mechanism: 1982-1983 surge of Variegated Glacier, Alaska. *Science*, 227(4686), 469-479.
- Kuhn, M. 1984. Mass budget imbalances as criterion for a climatic classification of glaciers. *Geogr. Ann.*, 66A(3), 229-238.
- Létréguilly, A. 1984. Bilans de masse des glaciers alpins: méthode de mesure et répartition spatio-temporelle. (Thèse de 3ème cycle, Laboratoire de Glaciologie du CNRS et Université Joseph Fourier, Grenoble. Publ. 439)
- Lliboutry, L. 1964. *Traité de glaciologie. Tome I: Glace, neige, hydrologie nivale*. Paris, Masson et Cie.
- Lliboutry, L. 1974. Multivariate statistical analysis of glacier annual balances. *J. Glaciol.*, 13(69), 371-392.
- Lliboutry, L. and M. Echevin. 1975. Mesure des bilans annuels en zone d'accumulation. *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 10(1-2), 71-88.
- Martin, S. 1978. Analyse et reconstitution de la série des bilans annuels du Glacier de Sarennes, sa relation avec les fluctuations du niveau de trois glaciers du Massif du Mont-Blanc (Bossons, Argentières, Mer de Glace). *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 13(1-2), 127-153.
- Meier, M. F. 1968. Calculations of slip of Nisqually Glacier on its bed: no simple relation of sliding velocity to shear stress. *International Association of Scientific Hydrology Publication 79 (General Assembly of Bern 1967 - Snow and Ice)*, 49-57.
- Meier, M. F., W. B. Kamb, C. R. Allen and R. P. Sharp. 1974. Flow of Blue Glacier, Olympic Mountains, Washington, U.S.A. *J. Glaciol.*, 13(68), 187-212.
- Oerlemans, J. 1986. An attempt to simulate historic front variations of Nigardsbreen, Norway. *Theor. Appl. Climatol.*, 37(3), 126-135.
- Oerlemans, J. 1993. A model for the surface balance of ice masses: Part I. Alpine glaciers. *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 27-28, 1991-1992, 63-83.
- Oerlemans, J. 1997. A flowline model for Nigardsbreen, Norway: projection

- of future glacier length based on dynamic calibration with the historic record. *Ann. Glaciol.*, **24**, 382–389.
- Oerlemans, J. 1998. Modelling glacier fluctuations. In Haeblerli, W., M. Hoelzle and S. Suter, eds. *Into the second century of worldwide glacier monitoring: prospects and strategies*. Paris, UNESCO Publishing, 85–96. (Studies and Reports in Hydrology 56.)
- Paterson, W. S. B. 1994. *The physics of glaciers. Third edition*. Oxford, etc., Elsevier.
- Reynaud, L., M. Vallon and A. Letréguilly. 1986. Mass-balance measurements: problems and two new methods of determining variations. *J. Glaciol.*, **32**(112), 446–454.
- Schlosser, E. 1997. Numerical simulation of fluctuations of Hintereisferner, Ötztal Alps, since AD 1850. *Ann. Glaciol.*, **24**, 199–202.
- Schmeits, M. J. and J. Oerlemans. 1997. Simulation of the historical variations in length of Unterer Grindelwaldgletscher, Switzerland. *J. Glaciol.*, **43**(143), 152–164.
- Span, N., M. Kuhn and H. Schneider. 1997. 100 years of ice dynamics of Hintereisferner, central Alps, Austria, 1894–1994. *Ann. Glaciol.*, **24**, 297–302.
- Stroeve, A. P. 1996. The robustness of one-dimensional, time-dependent, ice-flow models: a case study from Storglaciären, northern Sweden. *Geogr. Ann.*, **78A**(2–3), 133–146.
- Valla, F. and C. Piedallu. 1997. Volumetric variations of the Glacier de Sarennes, French Alps, during the last two centuries. *Ann. Glaciol.*, **24**, 361–366.
- Vallon, M. and J. C. Leiva. 1982. Bilans de masse et fluctuations récentes du Glacier de Saint-Sorlin (Alpes Françaises). *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, **17**(2), 1981, 143–167.
- Vallon, M., C. Vincent and L. Reynaud. 1998. Altitudinal gradient of mass-balance sensitivity to climatic change from 18 years of observations on glacier d'Argentière, France. *J. Glaciol.*, **44**(146), 93–96.
- Vincent, C. 1995. 38 ans de bilans de masse (1956–1994) sur 2 glaciers du Massif des Grandes Rousses (France). *Nimbus, Soc. Meteorol. Subalpina*, **8**, 15–18.
- Vincent, C. and M. Vallon. 1997. Meteorological controls on glacier mass balance: empirical relations suggested by measurements on glacier de Sarennes, France. *J. Glaciol.*, **43**(143), 131–137.
- Wallinga, J. and R. S. W. van de Wal. 1998. Sensitivity of Rhonegletscher, Switzerland, to climate change: experiments with a one-dimensional flowline model. *J. Glaciol.*, **44**(147), 383–393.
- Weertman, J. 1957. On the sliding of glaciers. *J. Glaciol.*, **3**(21), 33–38.

MS received 18 January 1999 and accepted in revised form 19 June 2000

IV.4.3 Conclusions

Sur la période 1957-1997, les conditions de l'écoulement du glacier ont changé considérablement. En particulier, au centre du glacier les vitesses d'écoulement en surface ont presque doublé entre 1960 et 1983 (de 10 à 19 m/an). Par opposition, les épaisseurs n'ont augmenté que de quelques mètres sur cette même période en cette région. Dans la partie basse du glacier, à environ 300 m du front, les vitesses ont aussi doublé (de 5 à 10 m/an) sur cette même période alors que l'épaisseur a diminué de 15 m environ. Les vitesses de 1997 sont plus élevées que celles de 1960, alors que l'altitude du glacier a diminué partout.

Un modèle simple appliqué sur une ligne d'écoulement a été développé afin de simuler le comportement du glacier. Ce modèle est basé sur le principe de la conservation de la masse et sur une loi de déformation de la glace classique (Paterson, 1994 ; Oerlemans, 1986 ; Greuell, 1992). Différentes paramétrisations de la vitesse de dérapage ont été testées : celle-ci est une fonction de la contrainte de cisaillement et la pression exercée par la glace. Le modèle reproduit bien les variations d'épaisseurs mesurées. En revanche, l'évolution des vitesses d'écoulement simulées ne correspond pas du tout aux observations: avec des vitesses simulées équivalentes à celles observées en 1960, les vitesses simulées en 1983 sont trop faibles d'un facteur 1.5 à 2. Les différentes paramétrisations de la vitesse de dérapage n'améliorent pas les résultats.

Les différences entre les vitesses simulées et les vitesses observées sont très similaires sur tous les sites étudiés, ce qui suggère que ces différences pourraient bien correspondre à la vitesse de glissement du glacier sur son lit. Ces résultats montrent que la vitesse de dérapage ne peut pas être décrite par l'analyse classique de Weertmann (1957) ou par des relations empiriques qui relient la vitesse de glissement à la contrainte de cisaillement (Paterson, 1994). L'accélération très marquée du glacier de Saint Sorlin entre 1960 et 1985 est sans doute due à l'augmentation de la pression d'eau à la base du glacier. Malheureusement, aucune mesure ne peut appuyer cette hypothèse et les relations que nous avons essayé d'établir entre la fonte de surface et la vitesse de dérapage (différences de vitesses observées et vitesses de déformation calculées) ne sont pas significatives (voir l'article précédent).

Ces conclusions sont valables tant que l'on peut négliger les gradients de contrainte longitudinale. Ce type de modèle les néglige. Ces modèles sont suffisants pour reconstituer les flux de glace et les variations de volume. En revanche, pour l'étude détaillée du comportement dynamique d'un glacier, il est nécessaire d'incorporer l'ensemble des contraintes dans les 3 dimensions.

IV.5 Conclusions générales du chapitre IV et travaux postérieurs.

Pour poursuivre l'étude du comportement dynamique du glacier de Saint Sorlin, Le Meur et Vincent (2003) ont développé un modèle dit « SIA » (Shallow Ice Approximation). Le glacier est assimilé à une nappe de glace infinie et les frottements sur les rives du glacier ne sont pas pris en compte. Comme auparavant, ce modèle est basé sur l'équation de continuité. Les contraintes de cisaillement dans le sens longitudinal et dans le sens transversal ne dépendent que des conditions locales de la géométrie du glacier, à savoir la pente et l'épaisseur du glacier. Le glacier est ainsi divisé en colonnes sur lesquelles est appliqué le principe de conservation de la masse. Suivant ce principe, la variation d'épaisseur de la glace résulte des pertes ou gains de masse en surface (via le bilan de masse) et de la divergence du flux de glace. Ces flux nécessitent donc la connaissance du champ de vitesse, lequel est obtenu à partir de la loi rhéologique de la glace qui relie le tenseur des contraintes au tenseur

des taux de déformation. L'équation est ensuite discrétisée dans l'espace suivant la technique des différences finies selon la grille du modèle dont le pas est de quelques dizaines de mètres. Les dérivées en temps font aussi intervenir une discrétisation selon un pas de temps qui est de l'ordre de quelques jours (Le Meur et Vincent, 2003). Néanmoins, ce type de modèle n'intègre toujours pas les gradients de contraintes longitudinaux. Aussi, bien que la géométrie générale du glacier soit mieux prise en compte, l'évolution de l'écoulement du glacier n'est pas mieux simulée (Le Meur et Vincent, 2003).

Schäfer et Le Meur (2007) ont amélioré le modèle SIA d'un point de vue numérique, identifié et corrigé quelques défauts du modèle. Les résultats n'ont pas changé significativement. Et la dynamique du glacier n'est pas mieux simulée.

Enfin, ce modèle a été appliqué pour modéliser les variations de volume, d'épaisseur et de surface du glacier de Saint Sorlin dans le futur (Le Meur et al., 2007). Les bilans de masse de surface ont été calculés à partir d'un modèle de bilans d'énergie (Gerbaux et al., 2005) suivant différents scénarios climatiques. Suivant le scénario SRESB1 de l'IPCC 2001, qui implique une augmentation des températures de 1.8°C d'ici 2100, le modèle prévoit une disparition du glacier vers 2070 (Le Meur et al., 2007).

Ce modèle n'est pas capable d'expliquer les variations temporelles considérables de la vitesse d'écoulement observées en surface. Nous ne savons toujours pas si l'intégration des gradients de contraintes longitudinales pourrait améliorer les résultats et conduire à des simulations de la dynamique du glacier plus réalistes. Ce sont des travaux de simulation en cours.

La similitude des différences entre les vitesses de déformation simulées et les vitesses observées à différents points du glacier entre 1957 et 1997 suggère que ces différences correspondent au glissement basal et non à des variations de contraintes longitudinales. Cette hypothèse reste à vérifier. Si c'est le cas, cela signifie que les modèles basés sur une loi de déformation et une paramétrisation de la vitesse de glissement ne sont pas appropriés pour simuler correctement la dynamique d'un glacier. Dans ce cas, il reste à déterminer les relations physiques adaptées qui puissent simuler le dérapage, très probablement relié à la pression d'eau à la base.

Sans évoquer les événements de « surge » des glaciers d'Alaska ou du Svalbard, quelques exemples dans les Alpes indiquent que les glaciers peuvent avoir un comportement que les modèles actuels sont bien incapables de reproduire. Il s'agit par exemple du glacier de Gébroulaz que nous avons évoqué au chapitre 1 et dont le comportement révèle une accélération de 5 à 35 m/an sur sa langue entre 1910 et 1925 sans changement marqué de son épaisseur (Figure 1.7). Le glacier de Hintereisferner a connu une accélération encore plus forte entre 1919 et 1924 puisque la vitesse de la langue du glacier est passée de 30 à 125 m/an (Span et al., 1997).

Certains événements de ce type se produisent encore aujourd'hui et peuvent avoir des incidences sur les villages avoisinants : l'accélération du glacier du Belvédère, en Italie, sur le versant italien du Mont Rose, reste énigmatique. Pour des raisons que l'on ignore encore, la langue du glacier s'accéléra en 2000 et déborda de ses moraines latérales et frontales formées lors du Petit Age de Glace. L'extension de ce glacier dépassa ainsi ses limites de 1850. Il envahit le sentier tracé sur ces moraines et empiéta une piste de ski de la station du petit village de Macugnaga. Les autorités publiques devaient interdire l'accès au refuge situé à proximité du glacier. En 2002, en lien ou non avec l'accélération soudaine du glacier, un lac se formait en plein milieu du glacier pour atteindre des proportions très inquiétantes. Les responsables de la sécurité civile, sur les conseils des glaciologues italiens, décidèrent de le vidanger. Après de nombreuses difficultés techniques liées au pompage, le lac se vidangea naturellement à la fin du mois de juillet 2002.

La compréhension du comportement dynamique des glaciers passe certainement par la compréhension des mécanismes à la base, en particulier en ce qui concerne l'hydrologie sous-

glaciaire. Il est probable qu'une meilleure compréhension nécessitera, dans le futur, la mise en place d'instrumentations à proximité du lit rocheux afin de comprendre quels sont les paramètres qui contrôlent le dérapage d'un glacier.

Chapitre V

Impacts sur les risques d'origine glaciaire

V.1 Introduction.

Les évènements liés aux risques d'origine glaciaire ont été recensés, dans les Alpes, dans un inventaire établi dans le programme européen Glaciorisk (2000-2003) (<http://glaciorisk.grenoble.cemagref.fr>). Les changements climatiques peuvent accentuer les risques d'origine glaciaires, par différents mécanismes, soit à la suite d'une crue glaciaire, soit à la suite d'une décrue glaciaire, soit à la suite d'un réchauffement des glaciers froids de haute altitude. Aussi, les risques glaciaires n'augmentent pas forcément avec un réchauffement climatique. Au cours du Petit Age de Glace, ce sont des crues glaciaires qui ont engendré les catastrophes de Gietro en 1818 et celle de Mattmark, en 1965, dans le Valais suisse (Haeberli, 1983). A l'origine de ces catastrophes, des glaciers (celui de Gietro et celui de l'Allalin) ont avancé rapidement et sont venus barrer des vallées affluentes. L'eau des torrents de ces vallées, ne pouvant continuer son chemin vers le bas, s'est accumulée derrière ces barrages naturels de glace. Les retenues d'eau ont pris de l'ampleur et ont fini par avoir raison de ces barrages : les vidanges ont été brutales et ont conduit à des catastrophes dans les vallées habitées. Ce type d'évènements s'est produit à plusieurs reprises au cours du Petit Age de Glace lorsque les glaciers étaient en forte crue.

Bien sûr, ces vidanges brutales ne sont pas l'apanage des périodes de crues glaciaires. Des catastrophes très similaires peuvent se produire lorsque les glaciers reculent ; en se retirant vers l'amont, ces glaciers laissent place à une dépression, formée par les moraines qu'ils ont construites, dans laquelle l'eau provenant de l'exutoire du glacier vient s'accumuler. Si cette dépression est fermée par des moraines étanches, le lac n'a pas d'émissaire et le volume du lac augmente jusqu'à ce que le niveau du lac atteigne la crête de la moraine. Dans ce cas, le lac peut déborder et provoquer une vidange brutale.

Dans la Cordillère Blanche, au Pérou, ces lacs pro-glaciaires ont causé un très grand nombre de victimes au cours du 20^{ème} siècle. Ces lacs se sont formés en général après 1930 suite au retrait des glaciers qui ont laissé sur place des barrages morainiques et de nombreux lacs dangereux. Ainsi, entre 1930 et 1950, des dizaines de lacs sont apparus (Lliboutry et al., 1977). Ils ont parfois atteint des tailles impressionnantes de plusieurs millions de m³. Certains de ces lacs se sont vidangés suite à la rupture des barrages morainiques qui les contenaient. Ce fut le cas de la catastrophe de Huaraz en 1941 qui tua 6000 personnes, soit un tiers des habitants de la ville (Lliboutry et al., 1977). D'autres lacs ont débordé suite à de grosses avalanches de glace ou de rochers qui ont créé une vague à la surface de l'eau dépassant le franc bord de la moraine. Dans ces cas là, les moraines n'ont pas résisté à l'érosion rapide par l'eau et les vidanges ont été très brutales. Face à ces catastrophes à répétition, des glaciologues et hydrologues français ont été mandatés pour détecter les situations critiques en Cordillère Blanche et construire des exutoires artificiels. La plupart des lacs dangereux ont ainsi été traités dans cette région. Aujourd'hui, c'est au tour de l'Himalaya de subir les conséquences du retrait glaciaire. Au cours des dernières années, une cinquantaine de lacs pro-glaciaires considérés dangereux ont été recensés dans les vallées de l'Himalaya.

Les Alpes ne sont pas à l'abri de ces menaces : en 1986, des travaux d'urgence ont été entrepris sur le lac du glacier d'Arsine, dans le massif des Ecrins, afin de créer un chenal artificiel permettant d'éviter la catastrophe (Vallon, 1989). Ce petit lac, apparu dans les

années 50, à la suite du retrait du glacier, s'était développé progressivement au fil des années à l'intérieur de moraines épaisses et bien étanches. En 1969, le Laboratoire de Glaciologie, suite à quelques études de terrain, conclut que ce lac, de 530 000 m³ à cette époque, ne présentait guère de danger. Faute de crédit, les études furent abandonnées. En juillet 1985, quelques glaciologues inquiets entreprirent quelques observations : le volume du lac atteignait 800 000 m³ et le niveau du lac n'était plus qu'à 2 mètres de la moraine. A la lumière des expériences des lacs péruviens, le débordement de l'eau sur la moraine ne pouvait conduire qu'à une catastrophe : la moraine se serait érodée très rapidement et la vidange du lac aurait déversé 800 000 m³ d'eau dans la vallée de la Guisane. De nombreuses habitations, du village du Casset jusqu'à Briançon, étaient concernés. Le Laboratoire de Glaciologie de Grenoble avertit le préfet et le service de Restauration des Terrains en Montagne fit conduire des travaux de génie civil au printemps de 1986 afin d'abaisser le niveau du lac et d'écarter le danger (Vallon, 1989).

D'autres types de lacs se forment parfois à la surface des glaciers et constituent aussi de véritables menaces pour les habitants des vallées. En 2001/2002, un lac s'est formé à la surface du glacier de Belvédère en Italie (massif du Mont Rose), en son milieu. Le lac, en absorbant le rayonnement solaire, fit fondre la glace dans laquelle il était contenu. En été 2002, il atteignait un volume de 3 millions de m³ et cette immense réserve d'eau dans un milieu aussi instable ne manquait pas d'inquiéter les habitants de Macugnaga, à l'aval, à quelques kilomètres de là (Mortara and Mercalli, 2002 ; Haeberli et al. 2002). Les autorités durent, sur l'avis des scientifiques, envisager une vidange artificielle d'urgence. Les italiens choisirent de pomper l'eau du lac. Cette opération nécessitait des moyens matériels énormes : des pompes très puissantes et donc très lourdes, une ligne électrique de Macugnaga jusqu'au glacier. Suite à des problèmes mécaniques et électriques, les pompes ne fonctionnaient pas correctement au mois de juillet et le niveau de l'eau continuait à monter. Vers le 10 juillet 2002, le niveau de l'eau était très proche du niveau du barrage glaciaire et le lac allait déborder. Les autorités étaient prêtes à déclencher l'alarme et à évacuer la population de la vallée. Le lendemain, le niveau du lac se stabilisa. Et, les jours suivants, pour une raison inconnue, le niveau de l'eau se mit à baisser : la retenue avait trouvé à travers la glace ou sous la glace un exutoire par lequel l'eau pouvait s'échapper.

D'autres types de risques peuvent survenir des glaciers : les chutes de séracs sont bien connues des alpinistes et menacent parfois des villages ou des infrastructures. Nous en verrons quelques exemples.

Enfin les poches d'eau, contenues dans le corps des glaciers, sont susceptibles de se vidanger brutalement. La plupart de ces événements passent inaperçus. Certaines ruptures de poches d'eau sont quasi annuelles et bien connues des habitants des vallées qui ont aménagé le lit du torrent en conséquence. La rupture de la poche d'eau du glacier de Tête Rousse en 1892 a fait 175 victimes et provoqué des dégâts considérables. Cette catastrophe reste gravée dans la mémoire des habitants de Saint Gervais.

Nous verrons dans ce chapitre, trois études concernant différents types de risques d'origine glaciaire : une étude sur le lac supra-glaciaire de Rochemelon, une étude sur la chute de séracs de Tacconnaz et une étude sur la poche d'eau de Tête Rousse.

V. 2 Le lac supra-glaciaire de Rochemelon

V.2. 1 La situation de crise en 2004 et les travaux de vidange effectués en 2004 et 2005.

Le glacier de Rochemelon (45°13' N, 7°4' E) alimente le torrent du Ribon dans le massif de la Vanoise (Savoie), en bordure de la frontière italienne. Le glacier se développe entre 3300 m

et 2950 m d'altitude sur une surface d'environ 1.6 km² et il a une exposition Nord Ouest. Un lac est apparu à la surface du glacier de Rochemelon au cours de ces 4 dernières décennies, à 3200 m d'altitude, entre la crête rocheuse (qui s'étend de la pointe de Novalèse et le Mont Tour) et le glacier de Rochemelon. Un exutoire (col rocheux) permettait d'évacuer l'eau du lac du côté italien en versant sud-ouest au dessus du village de Novalesa. Ce seuil rocheux est situé à 3218 m d'altitude. Le lac était donc limité du côté sud-ouest (italien) par les rochers (shistes) et du côté nord-est par le glacier.



Figure 5.1 : Lac de Rochemelon, le 31 août 2004. Le lac était emprisonné entre le glacier qui faisait barrage (à droite sur la photo) et la crête rocheuse qui constitue la frontière avec l'Italie (à gauche sur la photo). Au fond et à gauche du lac, la crête est entaillée d'une petite brèche qui permettait le passage de l'eau du côté italien. Cliché de B Laili (vue d'avion).

Le lac et le glacier de Rochemelon avaient fait l'objet d'une étude dans le cadre du programme européen Glaciorisk (2001-2003), relatif aux risques naturels d'origine glaciaire. Ce programme coordonné par le Cemagref de Grenoble avait permis de mesurer l'extension du lac, la bathymétrie et l'épaisseur du glacier à proximité du barrage glaciaire. Malheureusement, à la fin du programme financé par l'Europe, les études ont été abandonnées (décembre 2003). Aucune surveillance n'avait été mise en place.

Face à l'évolution inquiétante du lac du glacier de Rochemelon, nous avons décidé de faire une campagne d'observations (bathymétriques et topographiques), accompagnés du service du RTM, le 31 août 2004 afin de faire le point sur la situation du lac de Rochemelon (Vincent et Le Meur, 2004). Ces observations ont montré que le volume du lac était d'environ 650 000 m³. En outre, la surface du glacier avait fortement baissé au cours de ces dernières années dans la région du lac (1.3 m/an en moyenne depuis septembre 2001) et l'altitude du col glaciaire qui forme le barrage était à 1.5 m seulement au dessus du niveau du lac.

Suite à cette campagne, le LGGE a averti les autorités publiques (rapports à la mairie de Bessans et à la préfecture de Savoie) des risques d'une vidange brutale du lac (et des conséquences pour les habitants des vallées en aval) et la nécessité de vidanger, au moins partiellement, le lac de toute urgence (Vincent et Le Meur, 2004 ; Vallon, 2004).

Les risques étaient de deux ordres :

- le premier était lié à un débordement du lac (au 17 septembre 2004, le col glaciaire était à 80 cm seulement au dessus du niveau du lac) : un débordement aurait créé un chenal à la surface du glacier qui se serait approfondi de plus en plus rapidement et aurait pu engendrer une vidange brutale en quelques heures.

- le deuxième risque était celui d'une rupture du barrage glaciaire: le lac atteignait une profondeur de 25 m environ à proximité du col glaciaire et était barré par un barrage glaciaire d'une épaisseur à peine supérieure. Ainsi, en cas d'infiltration de l'eau sous le glacier, la pression de l'eau était suffisante pour soulever le glacier. Dans ce cas, la digue glaciaire aurait très probablement cédé. Plus de 600 000 m³ d'eau se seraient déversés dans la vallée du Ribon en quelques minutes.

Une réunion à la préfecture avec le sous préfet, la direction de la protection civile, le service du RTM, le Cemagref, le conseil Général et le LGGE, le 23 septembre 2004, a permis d'envisager différentes possibilités pour vidanger le lac.

L'opposition des autorités italiennes sur l'éventualité d'un élargissement de la brèche rocheuse (versant italien) a conduit vers une solution du côté glaciaire (français). Ainsi, des opérations de siphonnage (conduits sous la responsabilité du RTM de Savoie) ont été effectuées par l'entreprise Hydrokarst entre octobre et novembre 2004 afin d'abaisser le niveau du lac (Laili, 2006). Le niveau a été abaissé de 5.60 m. Il n'était pas possible de procéder à la vidange artificielle du lac avant l'hiver et les travaux reprirent en juin 2005. Etant données les difficultés d'accès au glacier, il aurait été très coûteux de vidanger le lac par pompage car les pompes suffisamment puissantes pour réaliser cette opération nécessitaient des moyens hélicoptères très importants. La vidange fut alors réalisée étape par étape : la première étape consistait à abaisser le niveau du lac de 5 mètres par siphon. Le siphonnage, à cause de la pression atmosphérique à cette altitude, ne pouvait pas aller au delà de 6 mètres. Une fois le niveau du lac abaissé, un chenal dans le barrage glaciaire, était creusé à la dynamite pour atteindre le niveau du lac sans que l'eau déborde dans le chenal. Les opérations de siphonnage prenaient le relais et ainsi de suite. Lorsque le volume du lac atteignit une valeur inférieure à 250 000 m³, on fit déborder le lac à travers le chenal de glace ; l'eau s'y déversa et creusa naturellement le chenal sans aucune intervention jusqu'à ce que le lac fut vide. L'ensemble de ces opérations fut terminé à la fin du mois d'août 2005. Le coût des travaux a été estimé à 390 000 euros (Laili, 2006).

V.2.2 Analyse du risque lié au débordement du lac de Rochemelon

Dans le cas des lacs pro-glaciaires et des lacs supraglaciaires qui menacent des populations à l'aval, une des questions essentielles est celle de savoir si il est possible d'inciser le barrage glaciaire (ou morainique) sans provoquer de vidange brutale. Avant cette opération, il est nécessaire de simuler l'érosion du barrage glaciaire (ou morainique) ; il est donc fondamental de comprendre la physique des processus à l'origine de l'érosion. Or, les mécanismes d'érosion dépendent d'un grand nombre de paramètres et ne sont pas clairs. La principale raison de cette méconnaissance provient de l'absence d'observations détaillées de terrain au cours de la formation d'une brèche dans un barrage glaciaire (ou morainique). Dans la plupart des cas de vidanges de lacs pro-glaciaires, les seules données disponibles concernent le volume du lac et une estimation du débit maximum de la vidange (Walder and Costa, 1996).

Au cours de l'été 2005, la vidange artificielle du lac de Rochemelon représentait une opportunité unique pour conduire une campagne de terrain au cours de la vidange. Nous avons mis en place un réseau d'observations intenses afin de mesurer les principaux paramètres de la vidange. C'était la première fois que l'on mesurait en continu le débit de l'exutoire du lac et la température de l'eau. En outre, des mesures de l'érosion du chenal glaciaire ont été faites à plusieurs reprises. Ces observations ont pu être conduites une fois que le volume du lac a atteint 250 000 m³ et que nous avons décidé de laisser le lac déborder naturellement dans le chenal sans aucune intervention.

La recherche que nous avons menée consiste à étudier l'érosion thermique d'un chenal à travers un barrage glaciaire lors du débordement du lac. Le but de notre recherche était, en

premier lieu, d'étudier comment l'énergie était dissipée dans le chenal. Nous avons estimé l'énergie dissipée dans le chenal (via la fonte) afin de la comparer à l'énergie disponible (thermique et mécanique). Dans un deuxième temps, nous avons développé un modèle numérique pour simuler la vidange et l'érosion du chenal glaciaire afin d'étudier la sensibilité de la vidange à la température de l'eau ou à la taille du chenal.

Outburst flood hazard for glacier-dammed Rochemelon lake (France)

C. Vincent , S. Auclair and E. Le Meur

Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, Centre National de la Recherche Scientifique and Université Joseph Fourier, Saint Martin d'Hères, France.

Accepted to Journal of Glaciology (2009).

ABSTRACT

Supraglacial Rochemelon lake was formed 50 years ago behind an ice dam and grew steadily until 2004. In October 2004, the volume of the lake reached 650 000 m³, bringing its surface within 0.2 m of the top of the ice dam. To eliminate the threat to towns located below in the event of an overflow, the lake was drained artificially in October 2004 and during the summer of 2005. Once the volume had been reduced to 250 000 m³ by siphoning, a channel was dug with explosives and the remaining water overflowed naturally. This offered a very good opportunity to investigate the breaching of an ice-dam accompanied by thermal erosion of the drainage channel. Extensive field measurements were carried out during drainage. Analysis of the energy dissipated in the channel reveals that only half of the available energy was used for breach erosion. A numerical model was used to simulate the evolution of a number of variables during drainage and to study the sensitivity of discharge and ice erosion to different parameters, revealing a high sensitivity to water temperature. Model simulations indicate that natural drainage of this lake at the beginning of October, 2004 would have led to a peak discharge of less than 6 m³ s⁻¹.

INTRODUCTION

Outburst floods from ice-dammed lakes constitute a major natural hazard and can lead to extreme discharge events (Clague and Mathews, 1973; Haeberli, 1983; Walder and Costa, 1996). In densely populated mountainous areas, these lakes often represent a severe threat (Haeberli and others, 1989). Lakes impounded behind ice barriers can drain in a variety of ways. The term “jökulhlaup” refers to catastrophic drainage by rapid enlargement of subsurface tunnels. This phenomenon has been investigated thoroughly both through observations and theoretical studies (Nye, 1976; Spring and Hutter, 1981; Clarke, 1982; Björnsson, 1992; Björnsson, 1998; Fountain and Walder, 1998; Björnsson, 2003; Anderson and others, 2003; Roberts, 2005; Huss and others, 2007). Ice-dammed lakes can also drain by mechanical collapse of the ice dam (Haeberli, 1983) or can overflow the ice barrier and drain over an ice-floored spillway, through a drainage channel or through an aerial side channel between the ice and the rocky edge (Raymond and Nolan, 2000; Walder and Costa, 1996; Mayer and Schuler, 2005).

In this study, we investigate the breaching of an ice-dam accompanied by thermal erosion of the drainage channel. More specifically, we focus on the case where the discharge water melts and lowers the floor of the drainage channel faster than the lake level drops. In the Alps, the breaching of ice-dams has led to a number of catastrophic outburst floods (Haeberli, 1983). The outburst flood from the Gietroz glacier, Switzerland, in 1818, is one of the best known disasters related to glacier hazards. In order to drain the large volume of water impounded by

the advance of the Gietroz glacier, the authorities decided to dig a channel through the ice. Unfortunately, the unexpected rapid erosion within the channel led to a sudden emptying of 20 million m³ of water and caused 40 fatalities (Haeberli, 1983). In 1985, the Bogatyr ice-dam lake in Kazakhstan was drained artificially (Nurkadilov and others, 1986; Mochalov and Stepanov, 1986). This led to an unexpected outburst flood of more than 7 million m³ of water in two days with a peak discharge of 100 m³ s⁻¹. Other ice-dammed lakes on the Grubengletscher (Switzerland), Belvédère (Italy) and Rochemelon glaciers (France) have more recently been a cause of concern to authorities and scientists (Haeberli and others, 2001; Haeberli and others, 2002). In all these cases, the possibility of digging an artificial channel in the ice was considered. Before carrying out such an operation, it is important to predict the rate of erosion of the ice and the water discharge rate that can be expected through the channel. The mechanics of the erosion process depend on numerous parameters and are still unclear. The main reason for this lack of knowledge is the lack of field measurements during the breaching of ice-dams. Most of the time, the only available data related to lake drainage through an ice channel consisted of rough estimates of lake volume and peak discharge (Walder and Costa, 1996). Measurements of ice erosion are available from experiments carried out in a cold room (Isenko and others, 2005; Costard and others, 2003).

In 2005, the artificial drainage of Rochemelon lake through an ice-barrier presented us with the opportunity to perform extensive field measurements during drainage. To our knowledge, this was the first time that discharge and water temperature were monitored continuously during the drainage of a lake through an ice-dam, with repeated measurements of ice erosion. The goal of this paper is to (i) present the data set obtained from these field measurements, (ii) simulate the discharge and erosion process using a numerical model and (iii) study the sensitivity of the discharge to water temperature and other parameters. This study should help provide a better assessment of the risks related to lake drainage through a channel in an ice-dam.

STUDIED AREA AND HISTORICAL BACKGROUND

The Rochemelon glacier (45°13' N, 7°4' E) is located in the Vanoise area (France) close to the Italian border. It spans an elevation range from 2950 to 3300 m a.s.l. with an area of 1.6 km² and a northwest exposure. It is located 10 km upstream of the first town and infrastructures. A supraglacial lake started to form about 50 years ago and grew steadily until 2004. Aerial photographs taken by the French National Geographic Institute indicate that the lake formed between 1953 and 1962. The rate of change of the surface area of this lake can be easily assessed from different aerial surveys carried out in 1953, 1962, 1970, 1980, 1986, 1996 and 2000. The lake was located in the upper part of the glacier, at 3218 m a.s.l., and was bounded to the south-west by a rocky ridge (Fig. 3). The lake was dammed by the glacier on the north-east side. Until September 2004, the water of the lake was naturally drained through an outlet in the rocky ridge, thereby controlling the lake level. However, the ice-dam was thinning and geodetic measurements performed between 2001 and 2004 showed that the ice-dam had decreased by 1.3 m per year on the average. Field measurements were carried out on 31 August, 2004, by the LGGE (Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement). They revealed that the volume of the lake was about 650 000 m³ and that the freeboard below the top of the ice-dam was 1.5 m, threatening several towns in the valley below. The LGGE warned the authorities in charge of public safety (Prefecture de Savoie) on 16 September (Vincent and Le Meur, 2004; Vallon, 2004). The freeboard decreased to 0.8 m on 17 September and to 0.2 m on 5 October. Immediate action was therefore taken to lower the lake level by 6 meters before the beginning of the winter season. This work was supervised by the RTM service (Restauration des Terrains en Montagne). The company in

charge of the work used a siphoning technique to drain the water in October 2004. It was subsequently decided to drain the lake entirely the following summer, in 2005. Between June and August 2005, the job was carried out step by step. The first step consisted in siphoning the water out of the lake using pipes crossing over the ice-dam. No pumping was required. Because of the low atmospheric pressure at this altitude (3218 m a.s.l.), it was only possible to siphon 6 meters. Once the lake level had been lowered by these 6 meters, a 1 meter wide channel was dug into the ice using explosives. When the bottom of the channel had reached the level of the water in the lake, pipes were installed in the channel and the water was siphoned again. In this way, the lake level was reduced without any risk of overflowing the ice-dam. On 25 August, 2005, when the volume has been reduced to 250 000 m³, the decision was made to use explosives again to dig the channel to a level below that of the lake surface, creating an ice channel through which the water could flow naturally. During the discharge, extensive field measurements were performed to study the channel erosion process.

FIELD MEASUREMENTS DURING DRAINAGE

Photogrammetric measurements based on aerial photos taken in 2000 provide an accurate map of this region (Fig.3). In addition, geodetic and bathymetric measurements were carried out in 2004 and 2005 to produce a very accurate digital elevation model of the ice-dam and the bottom of the lake (Fig.4). The accuracy of the geodetic and bathymetric measurements is 5 cm and 50 cm respectively. At the beginning of the drainage operation, on 25 August, 2005, the volume of the lake was 250 000 m³ ($\pm 28\,000\text{ m}^3$). Radar and seismic measurements were performed to determine the ice-thickness at the dam (Vallon and others, 2004; Vincent and others, 2004). The measured ice-thickness and surface topography along the channel are shown in Figure 5. The longitudinal profile of the channel bottom was measured during drainage on 25 August, 26 August, 29 August and 23 September, 2005 (Fig. 5). Six ablation stakes were set up on the glacier in the vicinity of the lake to measure the contribution of ice-melt to the filling of the lake during drainage. Water levels (Fig. 6) were continuously monitored using two autonomous pressure gauges. These gauges were accurate to within 0.1% , i.e. 2 cm for a depth of 20 m and were set up at the bottom of the lake. The water pressure change was corrected from simultaneous atmospheric pressure measurements. Moreover, the water level of the lake was checked 25 times during the drainage operation using independent readings made on a leveling staff set on the bottom of the lake. After 4 days of measurements, a discrepancy of 3 cm was observed between these two independent methods. As a result, the outflow was calculated from the changes in lake level, taking into account the lake surface area changes and the recharge rate due to ice-melt (Fig. 6). The hypsography of the lake is known accurately from geodetic measurements performed after the lake was drained and the surface area can be easily determined for each elevation. The recharge rate of the lake was assessed from the melt rates obtained from the ablation stakes set up in the catchment area. Note that the recharge rate never exceeded 10% of the total discharge. Based on the uncertainties in the hypsography, lake level measurements and recharge rates, the discharge accuracy is estimated to be $\pm 0.1\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$.

The water temperature was also monitored continuously (Fig. 6) by two autonomous thermistors with an accuracy of 0.1°C installed at the bottom of the lake. Three other thermistors were set up at 2.2 m, 7.2 and 12.2 m depth respectively. Seven temperature measurements were made by these thermistors before and after the beginning of the drainage. These measurements showed that the differences between thermistors did not exceed the measurement uncertainty ($\pm 0.1^\circ\text{C}$). Note that the water temperature lapse rate was less than $0.01^\circ\text{C m}^{-1}$. Note also that the lake was completely covered by ice until the beginning of July

with a water temperature of 0.2°C. It was partially covered by ice at the beginning of the drainage operation on 25 August and free of ice on 26 August.

Ice erosion in the channel was measured by the elevation change of the channel bottom at cross-sections A, B and C (Fig.4). These measurements, as well as the water height measurements in the channel, were performed 18 times at these cross-sections during the drainage using a theodolite and a leveling staff (Fig.6). For these measurements, the channel bottom was accessed by abseiling. Elevation changes of the channel bottom were also measured at cross-sections D, E, F and G at the beginning of drainage on 25 August, during drainage on 26 August and at the end of drainage on 29 August.

Temperature measurements in ice boreholes revealed a temperature of −2°C at a depth of 12 m.

ANALYSIS OF THE ENERGY FLUXES DISSIPATED INTO THE CHANNEL

As water escapes through a breach in an ice dam, the energy dissipated by the flow leads to melting of the ice. However, the mechanisms involved in this ice-dam erosion process are unclear. To study the efficiency of erosion, we first analyze the energy loss through the channel. The melting of the channel floor is related to the energy lost by the flowing water through energy conservation. Consequently, some of the potential energy and thermal energy of the water is transferred to the ice for melting. The question is how much. For numerical modeling purposes, Raymond and Nolan (2000) and Mayer and Schuler (2005) assume that the potential energy and thermal energy are transferred to the ice floor of the channel uniformly over its length according to the average slope and rate of water cooling. In this way, they assumed that temperature decreases linearly to freezing point at the exit of the channel. However, this assumption is not based on observations and is subject to question. In our study relative to Rochemelon lake drainage, the lake temperature was measured continuously. Moreover the elevation of the bottom of the channel was measured three times at cross-sections D, E, F and G to determine the total ice ablation in the channel (Fig. 5). From these measurements, it is possible to compare the available energy with the energy loss resulting in ice melt (Fig.7). According to the conservation of energy over a longitudinal section, the output energy equals the input energy corrected for the change of internal energy. It can be expressed in the following form:

$$E_{t1}+E_{p1}+E_{k1}= E_{t2}+E_{p2}+ E_{k2}+E_m+E_a+E_i \quad (1)$$

where E_t is the thermal energy of water, E_p the gravitational potential energy, E_k the kinetic energy of water, E_m the energy used for channel ablation (melting or mechanical abrasion), E_a the heat exchange with the atmosphere and E_i the dissipation by thermal conduction of heat through the ice walls beyond the melted slab of ice. Subscripts 1 and 2 respectively refer to the entrance and exit of the longitudinal section over which the energy balance is computed.

Energy exchanges with the atmosphere, E_a , which can correspond to a loss or a gain of energy according to the temperature of the atmosphere, are neglected (Walder and Costa, 1996). Conduction of heat through the walls of the channel beyond the ice melting boundary, E_i , is also assumed negligible (Walder and Costa, 1996). By expressing the difference of gravitational potential energy ΔE_p , the preceding equation can be rewritten:

$$E_{t1}+E_{k1}+\Delta E_p =E_{t2}+E_{k2}+E_m \quad (2)$$

This equation has been applied to 4 longitudinal sections along the channel (see Fig. 5 and Fig. 7) for different time-periods, making it possible to compare the energy loss resulting in ice ablation and the available energy flux at the end points of the section. The entry of the first section is the breach through which the water escaped from the lake into the channel. Consequently, the first term of the equation is reduced to $E_{t1} + \Delta E_p$ because of null kinetic energy at the entrance. The left hand side of Equation 2 includes the two sources of energy that will be used to melt the ice at the bottom of the channel. The energy used for channel ablation, E_m , is calculated from our erosion measurements in the channel (see below). The terms E_{t2} and E_{k2} depend on water temperature and water flow at the exit of the section. They remain unknown but their sum $E_{t2} + E_{k2}$ is obtained from the other terms. They represent the remaining energy after the loss due to melting and constitute the input energy for the following section.

The thermal energy E_t (J) is obtained from the mass of water discharged, water temperature and specific heat of water, which can be written as:

$$E_t = Q \Delta t \rho_w c_w \theta_w \quad (3)$$

where Δt (s) is the duration of measurements, Q ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) the discharge over time Δt , ρ_w (kg m^{-3}) the water density, c_w ($\text{J kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$) the specific heat of water and θ_w ($^\circ\text{C}$) the water temperature.

The change in gravitational potential energy ΔE_p (J) is deduced from the channel slope. It is given by:

$$\Delta E_p = Q \Delta t \rho_w g \Delta h \quad (4)$$

where g is acceleration due to gravity (N kg^{-1}) and Δh the elevation difference between the two ends of the longitudinal section along the channel.

The energy loss E_m (J) is obtained from the average melt rate measured along the longitudinal section and the latent heat of fusion. It is given by:

$$E_m = m \Delta t S \rho_i L_f \quad (5)$$

where m (m s^{-1}) is the average melt rate measured at the bottom of the channel in the longitudinal section, S (m^2) the bottom surface area of the longitudinal section, ρ_i (kg m^{-3}) the density of ice and L_f (J kg^{-1}) the latent heat of fusion.

This implies that the erosion is due to melting and that mechanical abrasion is neglected. The importance of mechanical abrasion as a process for enlarging ice-walls is unknown (Clarke, 2003) and here we implicitly assume that the heat loss by mechanical abrasion is included in the heat flux due to melting.

These values have been calculated for six 15 m long longitudinal sections and for different time-periods, depending on available data (Fig. 5). At each section, the energy used upstream for melting was subtracted from the available energy. As a result, a clear relationship can be determined between energy loss and available energy (Fig. 7). For each 15 m long longitudinal section, the energy loss is 7.3% of the available energy. This rate seems to be similar whatever the section or time period. Consequently, on the average, the energy loss per meter along the channel is only 0.5% of the available energy. Given that the channel is 110 m long, the energy used for melting is 55% of the available energy. A similar calculation over the entire period (4 days) and over the entire length of the channel, using the mean discharge, mean temperature and total melting volume, confirms this result. In addition, note that the

contribution of potential energy is low, representing at most 7% of the available energy. From these results, we conclude that about half of the available energy is used for breach erosion.

NUMERICAL MODELING

We will now assess the ability of a numerical model to reconstruct the ice erosion and water discharge observed through the channel during drainage. However the main objective is to study the sensitivity of ice erosion and discharge to water temperature, channel width and lake surface area and volume. For hazard analysis, it is essential to predict the ice erosion rate and the maximum expected discharge. The following numerical model is based on ideas proposed by several studies (Clarke, 1982; Walder and Costa, 1996; Raymond and Nolan, 2000; Costard and others, 2003) and provides an estimate of drainage through an ice-channel versus time once water overflows the ice dam.

First, the discharge through the breach can be estimated from well-known relationships in hydraulics. For a breach with a rectangular cross-section, assuming that critical flow is reached (Froude number larger than 1), the discharge Q ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) is given by Lencastre (2005):

$$Q = \mu l (2g)^{1/2} h^{3/2} \quad (6)$$

where l (m) is the width of the breach, h (m) the lake level relative to the bottom of the breach and μ the discharge coefficient. The initial geometrical parameters of the breach are provided as initial conditions.

The water depth D (m) in the breach is given by Lencastre (2005):

$$D = (2/3) h \quad (7)$$

Thus, the mean velocity u (m s^{-1}) of water is obtained from the discharge (Eq. 6) and wetted cross-sectional area Dl :

$$u = Q/Dl \quad (8)$$

The melt rate m (m s^{-1}) at the bottom of the channel can be written as:

$$m = q_c / \rho_i (L_f + c_i(\theta_f - \theta_i)) \quad (9)$$

where q_c (W m^{-2}) is the heat flux at the water/ice interface, ρ_i (kg m^{-3}) is density of ice, L_f (J kg^{-1}) the latent heat of fusion, c_i ($\text{J kg}^{-1} \text{°C}^{-1}$) the specific heat of ice, θ_f (°C) the temperature of fusion and θ_i (°C) the temperature of the ice.

The heat flux transferred to the ice is expressed as a function of the heat transfer coefficient h_t ($\text{W m}^{-2} \text{°C}^{-1}$) and the water temperature θ_w (°C) (Costard and others, 2003):

$$q_c = h_t (\theta_w - \theta_f) \quad (10)$$

The heat transfer coefficient h_t characterizes the heat transfer from the turbulent flow to the ice wall. It is given by:

$$h_t = Nu k_w / L_{c1} \quad (11)$$

where Nu is the Nusselt number, k_w the thermal conductivity of water ($\text{W m}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$) and L_{cl} (m) a characteristic length. Walder and Costa (1996) suggest that L_{cl} can be considered to be equal to the part of the wetted perimeter on which ice melting occurs. Given that we assume vertical erosion, we take $L_{cl}=l$.

The Nusselt number is calculated from an empirical relationship using the Prandtl and Reynolds numbers, Pr and Re respectively. It reads:

$$Nu = A Pr^\alpha Re^\beta \quad (12)$$

where A , α and β are empirical coefficients.

The Prandtl number Pr is the ratio of the dynamic viscosity to the thermal diffusivity of the water. For a water temperature of 0°C , Pr is fixed at 13.2.

The Reynolds number is given by:

$$Re = L_{c2} u / \eta_w \quad (13)$$

where η_w is the kinematic viscosity ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$) and u (m s^{-1}) the velocity of the water.

L_{c2} (m) is equal to $4R_h$, where R_h (m) is the hydraulic radius (Walder et Costa, 1996).

The heat flux resulting in ice melting (Eq. 9) is calculated from Equation 10 using the heat transfer coefficient. This coefficient is calculated from Equations 11, 12 and 13. The ice melt rate m makes it possible to calculate the new elevation of the bottom of the breach. Finally, the change in lake level dz (m s^{-1}) is obtained from the flow balance and the surface area of the lake:

$$dz = (Q_i - Q) / A_l \quad (14)$$

where A_l (m^2) is the surface area of the lake, Q is the discharge (outflow) and Q_i ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$) the recharge rate (inflow) of the lake. The hypsography of the lake is well known from bathymetric measurements and the surface area can be determined easily for each elevation. As explained in the section describing the field measurements, the recharge rate of the lake was assessed from the ablation stakes set up in the drainage basin. The changes in lake and breach elevations result in a new value of h which is then introduced in Equation 6 for the next step. In our numerical experiments, the time step is 60 seconds. The values of the constant parameters are shown in Table 1. The coefficient α has been set to the value of 0.333 on the basis of previous studies (Lunardini and others, 1986; Costard and others, 2003). If we used a value of 0.4 for α , the value chosen by McAdams (1951), the results would be very similar. The coefficients μ , A and β were deduced from our measurements. The discharge coefficient value μ results from our discharge and channel geometry measurements. For this purpose, the channel elevation and width measurements performed 17 times during the drainage once the breach had a regular shape, have been used. Then, the discharge coefficient was inferred from the relationship between the discharge Q and the value of $l (2g)^{1/2} h^{3/2}$ (see Equation 6). From these measurements, the discharge coefficient has been calculated to be 0.18. Note that the measurements carried out over the first 12 hours of drainage have not been taken into account because the shape of the breach was not yet regular. For a concrete reservoir with vertical walls, the discharge coefficient ranges from 0.4 to 0.55 (Lencastre, 2005). Our data show that the discharge coefficient for ice is much lower than these theoretical values.

The coefficients A and β used to calculate the Nusselt number were determined empirically in order to obtain the best agreement between calculated discharge and melting and the corresponding measurements. Coefficients A and β used by McAdams (1951) or Lunardini

and others (1986) lead to an underestimation of melting and discharge. The best agreement was found with 0.332 and 0.74 respectively and the Nusselt number reads:

$$Nu = 0.332 Pr^{0.33} Re^{0.74} \quad (15)$$

The value of $\alpha=0.4$ used by McAdams (1951) would lead to $A=0.24$ and $\beta=0.75$ and the results would be very similar. Given that the glacier is cold, part of the energy is used for warming the ice to melting temperature by diffusion of heat through the melting slab (see Equation 9). The extra flux that diffuses beyond the melted ice (through the walls of the channel) has been assumed negligible (Walder et Costa, 1996). The difference between ice temperature and fusion temperature leads to a melting decrease of 3%. Heat loss to the atmosphere is assumed negligible. The melted ice contributes less than 0.5% to the net flow and is thus also negligible. The drainage started on 25 August at 19:00. Simulated and measured data are compared in Figure 8. At the beginning of drainage, the shape of the channel was not regular since it had been dug with explosives. For this reason, the numerical modeling experiment starts 5 hours after the beginning of the drainage. The irregular shape of the breach over the first 12 hours could explain the difference between simulated and measured data. Twelve hours after the beginning of drainage, the channel was about 1.3 m wide and very regular. The discharge variations observed in the channel seem to be related to water temperature changes (Fig. 6) due to the diurnal cycle. The water warming observed on 26 August and 28 August between 10:00 and 18:00 led to an increase in discharge although this effect is not clear on 27 August.

As said earlier, coefficients used for the Nusselt number have been adjusted to obtain the best agreement between simulations and measurements. Consequently, the above results do not prove anything about the ability of this numerical model tool to predict ice erosion and discharge through an ice channel. However, it is probably a good tool to study the sensitivity of ice erosion and water discharge to the water temperature, channel geometry and lake surface area and volume.

Discussion

The drainage discharge depends essentially on water temperature, channel geometry, lake hypsography and recharge rate. It is a complex combination of these input variables with strong feedbacks. A water temperature rise leads to an increase in breach melting and discharge. In addition, the rate at which the lake level drops depends on the discharge and the surface area of the lake. High discharge can occur when the discharge melts and lowers the breach floor faster than the lake level drops. This can occur when the lake surface area is large. Conversely, if the surface area is small, the lake elevation drops faster than the breach elevation. In this case, the discharge will decrease along with the ice melting.

Our study case is relatively simple given that the channel geometry is very regular with time and the recharge rate is very low. Consequently, Rochemelon lake drainage depends essentially on two input variables: water temperature and lake surface area. Some relevant features can be noticed when comparing measurement data and modeling results. Figure 8a shows a strong change in the rates at which the lake level and channel bottom are lowered about 53 hours after the beginning of drainage. During the first period, from the beginning of the drainage until 02:00 on 28 August, the lake level decreased at a nearly constant rate of about 9.5 cm per hour. Given the decreasing lake area, we would have expected an acceleration of this rate. In fact, the decrease of water discharge due to a decrease in the melt rate more than offsets this effect. After this first period, the lowering of the lake level

suddenly decreased to 6.2 cm per hour until 05:00 on 30 September, at the end of drainage. On the other hand, the discharge fluctuations show a different pattern. Except for the large fluctuations in the first 24 hours of drainage, the discharge decreased steadily from 19:00 on 26 August to 11:00 on 28 August. Note the subsequent strong change in the rate of change of the discharge, 9 hours after the change in the lake lowering rate. During this intermediate period, the lake level continued to drop faster than the channel bottom despite the decrease in the lake lowering rate. Consequently, the discharge continued to decrease. This corresponds to low water temperatures, less than 0.8°C. When the discharge reached about $0.35 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, at 11:00 on 28 August, the lowering rates of lake and channel were similar and the discharge was almost constant over the next 15 hours. The model successfully simulates the timing of these changes in lowering rate and discharge. During the last period, the discharge increased following the warmer temperature of 29 August. The modeling results are generally consistent with the measured data except for this last increase in discharge which is poorly simulated. This discrepancy could be related to the uncertainty in the hypsography of the lake given that discharge is increasingly sensitive to hypsography as the lake is emptying

More generally, the drainage discharge is very sensitive to the water temperature. From numerical modeling experiments, it can be shown that an increase of 0.1°C in temperature could lead to a difference of $0.15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ in the peak discharge and to a difference of 2.5 cm per hour in the lake lowering rate. The drainage discharge is also very sensitive to the channel width. With a channel width decreased by 0.1 m, the peak discharge would be increased by $0.1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. However, the channel width remained almost constant during drainage and the ice walls in the channel were more or less vertical. The reason for this constant width remains unclear. Melting would be expected to occur on all the ice in contact with the water and should therefore cause an overhang to develop. However, in reality, melting appears to be concentrated at the bottom of the channel. In addition, similar channel widths have been observed on other natural drainage events of supraglacial lakes in the Alps, for instance on the Croce Rossa glacier, Italy, in 2004 (Mercalli, personal communication) and on the Baounet glacier, France, in 2005.

In September 2004, the crucial question was posed as to what would happen if the lake overflowed the ice barrier. To answer this question, we have performed numerical experiments with the lake full and with different water temperatures. For this experiment, the initial water depth at the breach was fixed at 10 cm. The results are reported in Figure 9. For all experiments, the drainage starts very slowly and then rises exponentially for the warmest temperatures. With a water temperature of 1°C, the peak discharge would have reached $1.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and drainage would have taken about 10 days.

Given that the measured water temperature was +1°C on 30 September, 2004, it is likely that this discharge would have reached this value if the lake had overflowed the ice barrier at this time. However, as observed in August 2005, the temperature can rise by almost 0.5 °C on a warm day. With water temperature of 1.5°C, the peak discharge would have reached $2.8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and drainage would have taken 5 days. Although not consistent with previous observations, a channel width reduced to 0.5 m (and a temperature of 1.5°C) would lead to a discharge of $6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and drainage would have taken 2 days. As a result, it can be concluded that natural drainage of this lake at the beginning of October, 2004, would probably have led to a discharge of about $1.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and would not have exceeded $6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

As seen in Figure 9, further experiments with warmer water reveal a strong sensitivity to water temperature and to the width of the channel. The question arises as to whether these temperatures can be reached in this glacier-dammed lake. During summer, when the lake surface is free of ice, the water is warmed under the influence of solar radiation and air temperature. In addition, the warming is enhanced by the thermal convection. Given that the density of fresh water is maximum when temperature reaches +4°C, the warmer surface water

sinks to the lake bottom, flows toward the ice front and cools. The density therefore decreases and the water rises again to the lake surface. For this reason, it is believed that the water temperature cannot exceed +4°C when the lake is dammed by an ice barrier or when the water is in contact with ice. Temperature data from glacier-dammed lakes in other studies show temperatures which range from 0 to +4°C, supporting this assumption. The water temperature was 0.7°C for the marginal lake of Black Rapids glacier, Alaska, in June 1993 (Raymond and Nolan, 2000), 2°C for periglacial lake no. 5 at Grubengletscher, Swiss Alps, during the summer of 1994 (Haeberli and others, 2001), 2-4°C for Arsine lake in 1971 (Tournier, 1971), 0.5-1.1°C for periglacial Gornersee lake in 2007, Switzerland (M. Werder, personal communication), 2°C for supraglacial Grindelwald lake in 2008 (M. Werder, personal communication), 2-4 °C for Lake George, Alaska (Walder and Costa, 1996), 0.2-1.2°C for Hidden Creek Lake, Alaska (Anderson and others, 2003) and 3-4°C for the Bogatyr ice-dam lake, Kazakhstan (Nurkadilov and others, 1986). Using the maximum temperature of +4°C, the drainage of Rochemelon lake would have led to a peak discharge of 11 m³ s⁻¹ (for a width of 1.3 m).

Finally, further experiments have been performed to point out the sensitivity of drainage to the lake surface area (Raymond and Nolan, 2000). This reveals that with the same volume, a temperature of 1°C and a channel width of 1.3 m, the peak discharge of the Rochemelon lake would have reached 4.2 m³ s⁻¹ if the surface area of the lake had been twice as large as it was in 2004 (compared to 1.5 m³ s⁻¹).

CONCLUSIONS

The potential danger of water bodies that form at the surface of glaciers can generally be determined at an early stage and monitored. The main problem is to estimate the risks related to uncontrolled overflow.

Outburst floods can result from either supraglacial flooding, subglacially-routed flooding or a mechanical collapse of the ice dam. In the case of Rochemelon, the outburst from the lake could have been triggered either by overtopping and consequent erosion of the ice dam, subglacial water drainage and rapid enlargement of the ice channel close to bedrock or mechanical collapse of the ice dam.

In all the cases reported in the Alps (Grubengletscher, Switzerland; Belvédère, Italy; Rochemelon, France), the possibility of digging an aerial channel in the ice has been considered in order to drain water and avoid any risk of outburst flooding. This method appears to be the easiest and least expensive way to solve the problem. Consequently, the question of predicting the rate of erosion of the ice and the water discharge through an aerial channel is crucial.

The artificial drainage of Rochemelon lake provided a very good opportunity to investigate the breaching of an ice-dam accompanied by thermal erosion of the drainage channel. Using extensive field measurements, the available gravitational and thermal energy and the energy used for melting have been compared. The results show that only half the available energy has been used for breach erosion.

In addition, ice-dam breaching was analyzed using a numerical model calibrated with the numerous measurements made during the drainage operation. Overall, the model results are consistent with the measurements made during drainage. As expected, the numerical model experiments reveal a strong sensitivity to the water temperature and the width of the channel. The model was used to simulate discharge and ice erosion with the lake full, as was the case in September 2004 when it was decided to drain the lake artificially to avoid any risk of an

outburst flood. According to the model, natural drainage would have led to a peak discharge of $1.5 \pm 1.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, probably representing no danger to life and property downstream.

Note that the surface area of the lake is a key parameter when assessing the risk of outburst flooding. For a given water volume, the danger increases with the surface area of the lake.

ACKNOWLEDGEMENTS

The field campaigns were funded partly by the “Service de Restauration des Terrains en Montagne (RTM) de Haute Savoie” in France. We thank the Sens Alpin company and RTM for pressure gauge measurements in the lake. We thank B. Lailly, P. Macabies and C. Marechal for relevant advice and for taking part in collecting the field measurements. We thank M. Vallon whose comments and advice improved the quality of this study. We are very grateful to M.T. Gudmundsson, G. K. C. Clarke and an anonymous reviewer whose comments greatly improved the quality of the manuscript.

REFERENCES

- Anderson, S. P., J.S. Walder, R. S. Anderson, E.R. Kraal, M. Cunico, A.G. Fountain and D.C. Trabant. 2003. Integrated hydrologic and hydrochemical observations of Hidden Creek Lake jökulhlaups, Kennicott glacier, Alaska. *J. Geophys. Research*, 108, NO.F1,6003,doi:10.1029/2002JF000004.
- Björnsson, H. 1992. Jökulhlaups in Iceland: prediction, characteristics and simulation. *Ann. Glaciol.*, 16, 95-106.
- Björnsson, H. 1998. Hydrological characteristics of the drainage system beneath a surging glacier. *Nature*, 395, 771-774.
- Björnsson, H. 2003. Subglacial lakes and jökulhlaups in Iceland. *Global and Planetary Change*, 35(3-4), 255-271.
- Clague, J.J. and W.H. Mathews. 1973. The magnitude of jökulhlaups. *J. Glaciol.*, 12(66), 501-504.
- Clarke, C.K.C. 1982. Glacier outburst floods from “Hazard Lake”, Yukon Territory and the problem of flood magnitude prediction. *J. Glaciol.*, 28(98), 3-21.
- Clarke, C.K.C. 2003. Hydraulics of subglacial outburst floods: new insights from the Spring-Hutter formulation. *J. Glaciol.*, 49(165), 299-313.
- Costard, F., Dupeyrat L., Gautier E. and E.Carey-Gailhardis. 2003. Fluvial thermal erosion investigations along a rapidly eroding river bank: application to the Lena River (central Siberia). *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 1349-1359.
- Fountain, A.G. and J.S. Walder. 1998. Water flow through temperate glaciers. *Rev. Geophys.*, 36, 3, 299-328.
- Haerberli, W. 1983. Frequency and characteristics of glacier floods in the Swiss Alps. *Ann. Glaciol.*, 4, 85-90.

Haerberli, W., J.C. Alean, P. Müller and M. Funk. 1989. Assessing risks from glacier hazards in high mountain regions: some experiences in the Swiss Alps. *Ann. Glaciol.*, 13, 93-102.

Haerberli, W., A. Käab, D.V. Mühll, P. Teyssie. 2001. Prevention of outburst flood from periglacial lakes at Grubengletscher, Valais, Swiss Alps, *J. Glaciol.*, 47(156), 111-122.

Haerberli, W., A. Käab, F. Paul, M. Chiarle, G. Mortara, A. Mazza, P. Deline and S. Richardson. 2002. A surge-type movement at Ghiacciaio del Belvedere and a developing slope instability in the east face of Monte Rosa, Macugnaga, Italian Alps. *Norsk Geografisk Tidsskrift – Norwegian Journal of Geography* Vol. 56, 104–111. Oslo. ISSN 0029-1951.

Huss, M., A. Bauder, M. Werder, M. Funk and R. Hock. 2007. Glacier-dammed lake outburst events of Gornese, Switzerland. *J. Glaciol.*, 53(181), 189-200.

Isenko, E. R. Naruse and B. Mavlyudov. 2005. Water temperature in englacial and supraglacial channels: Change along the flow and contribution to ice melting on the channel wall. *Cold Regions Science and Technology*, 42, 53-62.

Lencastre, A. 2005. *Hydraulique générale*. Fourth edition. Eyrolles, Paris. 2005.

Lunardini, V.L., J.R. Zisson and Y.C. Yen. 1986. Experimental determination of heat transfer coefficients in water flowing over a horizontal ice sheet. *CRREL Report*. 86-3. US Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory.

Mayer, C. and T. Schuler. 2005. Breaching of an ice-dam at Qorlortossup tasia, South Greenland, *Ann. of Glaciol.*, 42, 297-302.

McAdams, W.H. 1951. Heat transmission. *Second edition*. London, McGraw-Hill.

Mochalov, V.P. and B.S. Stepanov. 1986. Glacial floods and methods of their control. In *Data of Glaciological Studies*, 18, 216-219.

Nurkadilov, L.K., A.Y. Khagai and N.V. Popov. 1986. Artificial draining of an outburst-dangerous lake at the foot of a surging glacier. In *Data of Glaciological Studies*, 18, 220-221.

Nye, J.F. 1976. Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels and veins. *J. Glaciol.*, 17 (76), 181-207.

Raymond, C.F. and M. Nolan. 2000. Drainage of a glacial lake through an ice spillway. Proceedings of a workshop held at Seattle, Washington, USA, September 2000, *IAHS*, 264.

Roberts, M. J. 2005. Jökulhlaups: a reassessment of floodwater flow through glaciers. *Rev. Geophys.*, 43, RG1002, doi:10.1029/2003RG000147.

Spring, U. And K. Hutter. 1981. Numerical studies of Jökulhlaups. *Cold Regions Science and Technology*, 4, 221-244.

Tournier, P. 1971. Caractères du lac du glacier d'Arsine. (Ph.D. University of Grenoble)

Vallon, M. 2004. Avenir du lac de Rochemelon, *rapport remis au service du RTM de Chambéry et à la prefecture de Savoie*

Vallon, M., C. Vincent et E. Le Meur. 2004. Résultats de la campagne de sismique réflexion réalisée sur le glacier de Rochemelon (Savoie) les 5 et 6 octobre 2004. *Rapport remis au service du RTM de Chambéry*

Vincent C., M. Vallon et E. Le Meur. 2004. Glacier et lac de Rochemelon, octobre 2004. rapport sur les travaux exécutés par le LGGE les 5 et 6 octobre 2004. *Rapport remis au service du RTM de Chambéry*

Vincent, C. et E. Le Meur. 2004. Glacier et lac de Rochemelon 2004, rapport sur les travaux exécutés par le LGGE le 31 août 2004. *Rapport remis au service du RTM de Chambéry et à la prefecture de Savoie*

Walder, J.S. and J.E. Costa. 1996. Outburst floods from glacier-dammed lakes: the effect of mode of lake drainage on flood magnitude. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21(8),701-723.

Table 1: Physical constants and model input parameters

Parameter	Notation	Value
Discharge coefficient	μ	0.18
Density of ice	ρ_i	900 kg m ⁻³
Latent heat of fusion	L_f	333 x 10 ³ J kg ⁻¹
Specific heat capacity of water	c_w	4.18 x 10 ³ J °C ⁻¹ kg ⁻¹
Thermal conductivity of water	k_w	0.57 W m ⁻¹ °C ⁻¹
Coefficient for Nusselt number calculation	A	0.332
Coefficient for Nusselt number calculation	α	0.333
Coefficient for Nusselt number calculation	β	0.74
Prandtl number	Pr	13.2
Kinematic viscosity of water	η_w	1.8 x 10 ⁻⁶ m ² s ⁻¹
Width of the ice breach	w	1.3 m

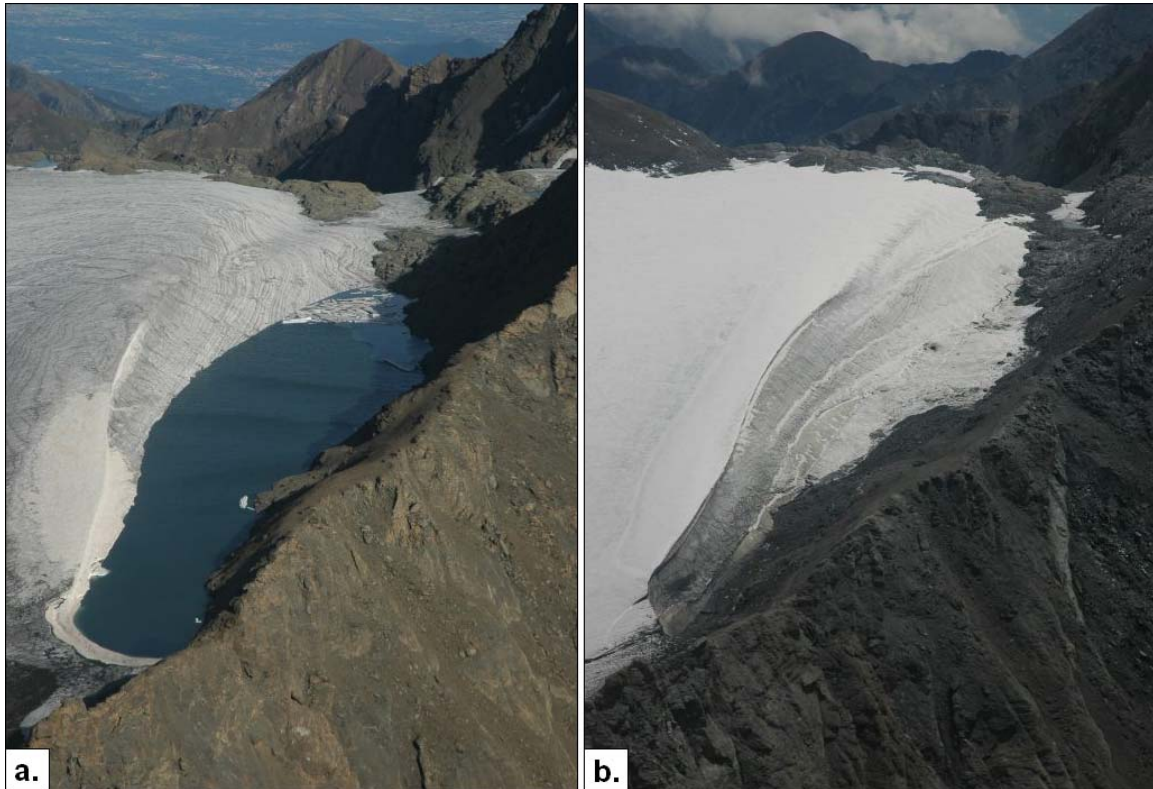


Figure 1. Rochemelon lake a) on 22 August, 2004 and b) on 15 August, 2006, a year after the artificial drainage (Photographs from M. Caplain and P. Macabies).



Figure 2. Channel dug through the ice during drainage. After the first top six meters were dug artificially using explosives, the water overflowed through the ice breach and dug the channel naturally (Photograph from C. Vincent).

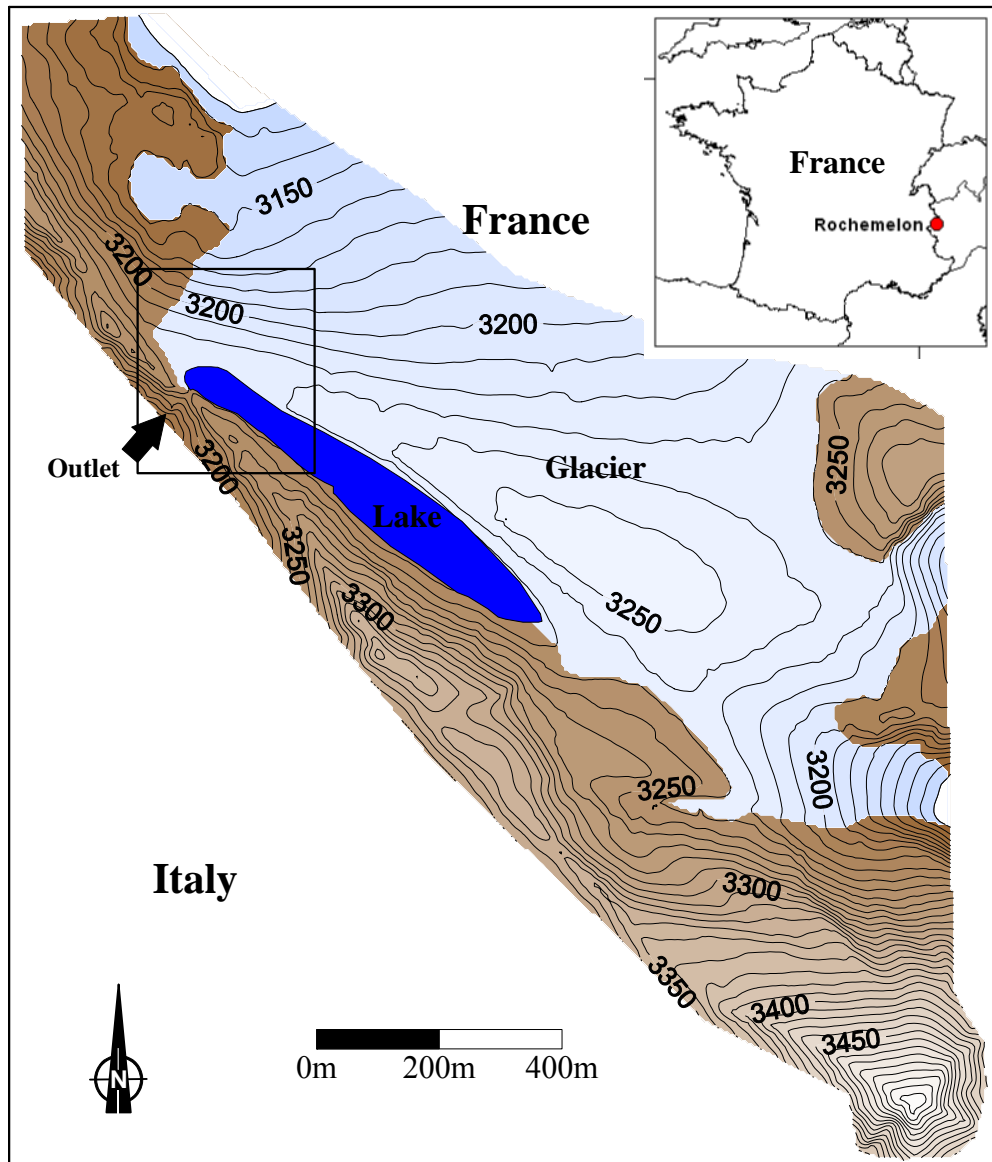


Figure 3. Map of Rochemelon lake. The digital elevation model is based on photogrammetric measurements from aerial photos taken in 2000. The surface area of the lake comes from measurements made in 2004. As can be seen, the lake was bounded to the south-west by a rocky ridge and to the north-east by an ice dam . Until September 2004, the lake drained naturally through the outlet in the rocky ridge. The inset shows the area depicted in Figure 4.

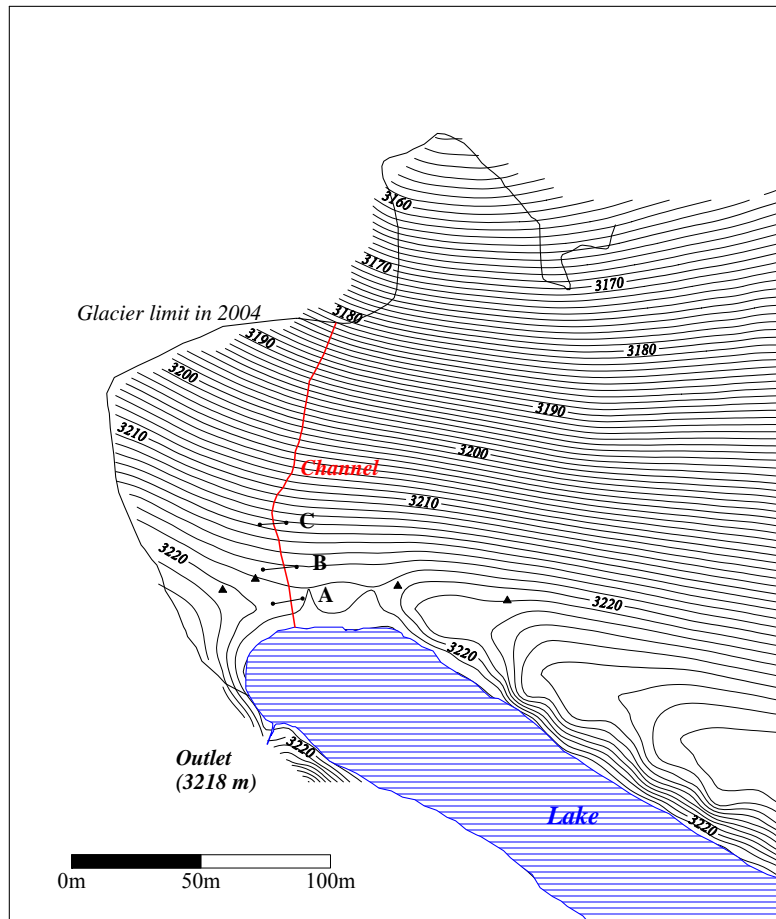


Figure 4. Detailed map of the lake, ice dam and channel dug through the ice. A, B and C refer to the cross-sections at which the water height and elevation change of the channel bottom were measured. The ablation stakes are represented by black triangles.

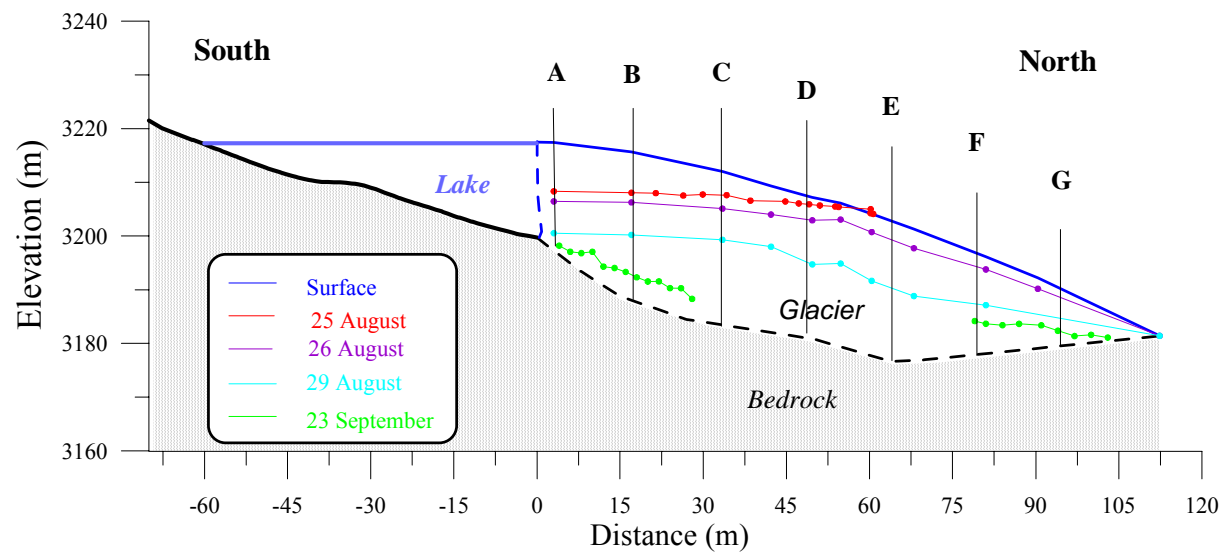


Figure 5. Bottom profiles of the drainage channel at different dates (2005). The lake level corresponds to that of 24 August 2005. The origin of the horizontal distance is the breach through which the water escaped into the channel.

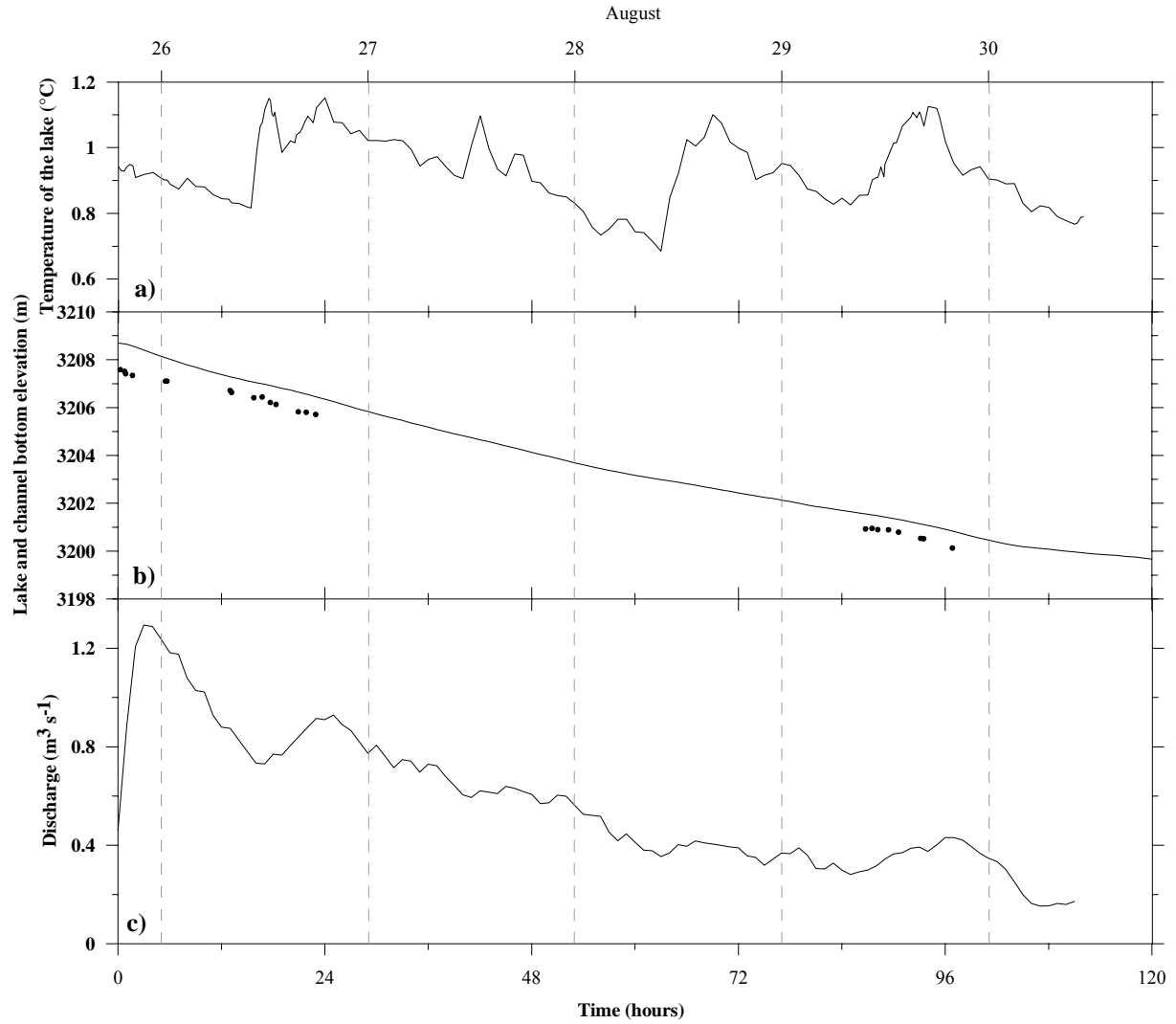


Figure 6. a) Temperature of the lake. b) Lake level (continuous line) and channel bottom elevation (dots). c) Discharge deduced from the water level measurements. The discharges were corrected for the ice-melt inflow estimated over the drainage basin. The origin of time corresponds to the beginning of the drainage operation.

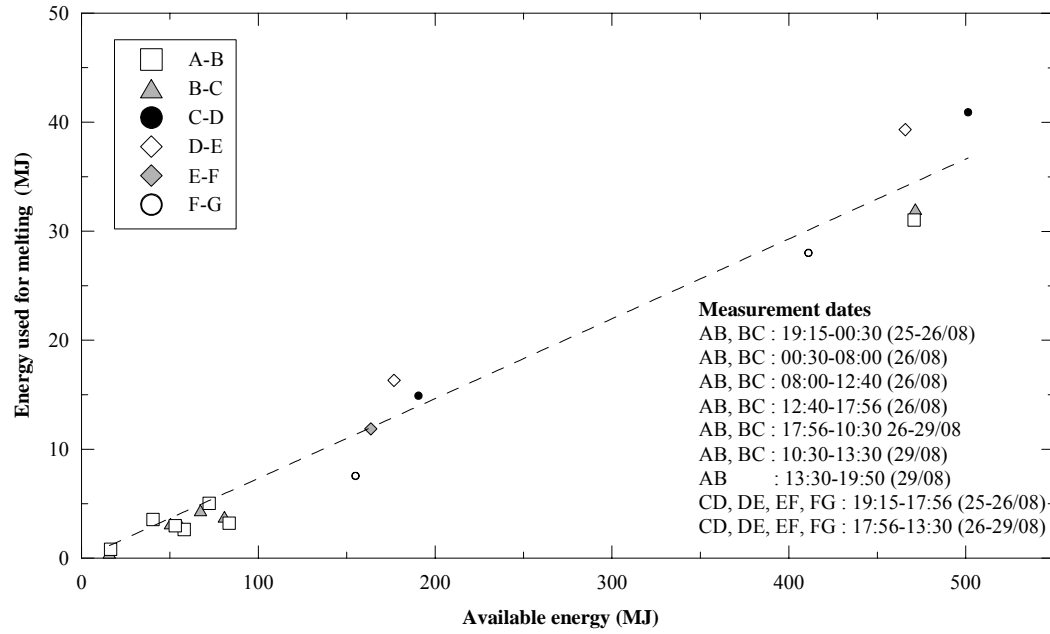


Figure 7. Relationship between the energy used to melt the ice at the bottom of the channel and the available energy from both water temperature and mechanical energy. The energy quantities have been calculated over six 15 m long longitudinal sections (A, B, C, D, E, F and G). The corresponding measurement dates are reported in the figure.

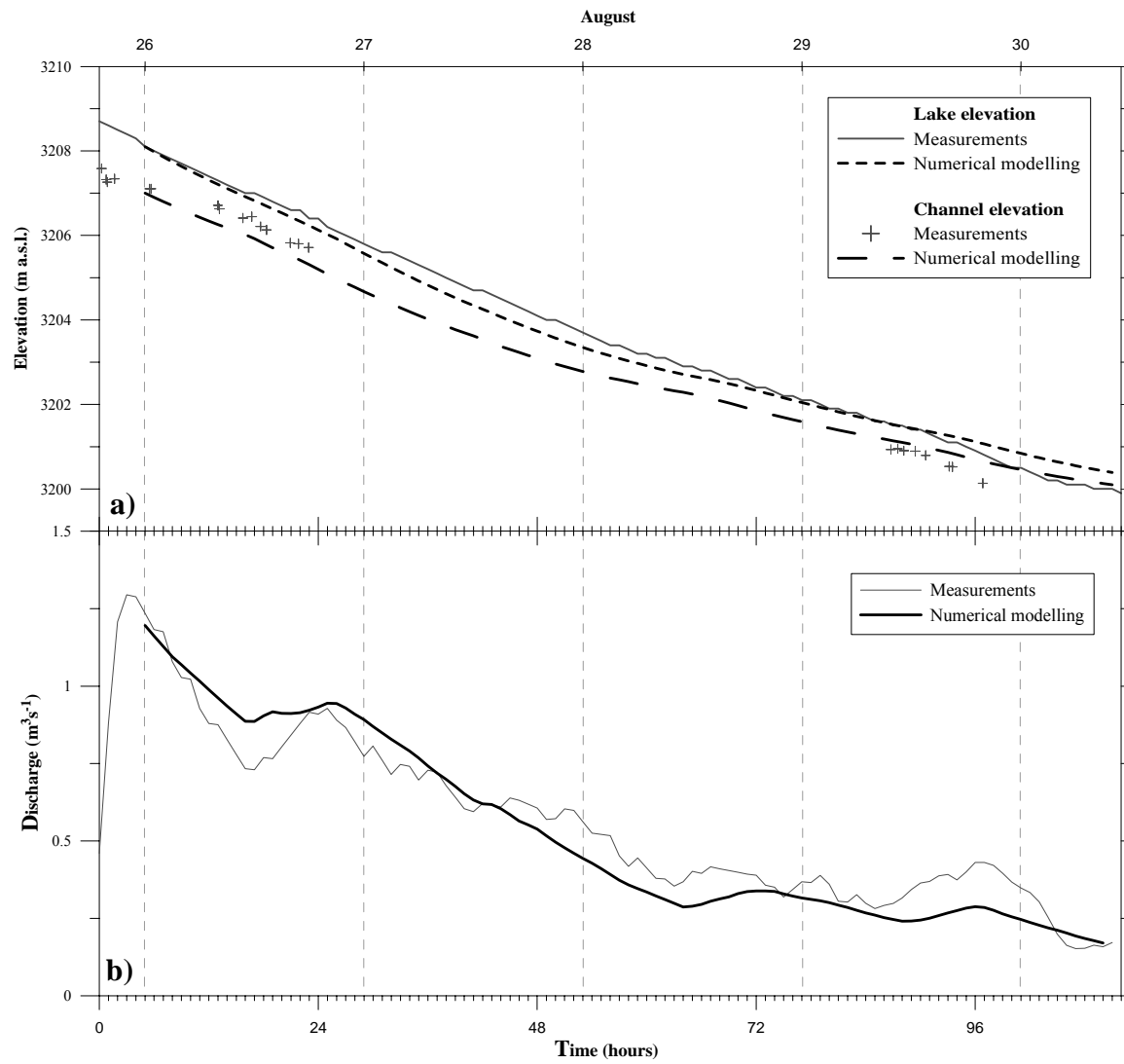


Figure 8. a) Lake level and channel bottom elevation change and b) channel discharge from measurements and numerical modeling. The origin of time corresponds to the beginning of the drainage operation.

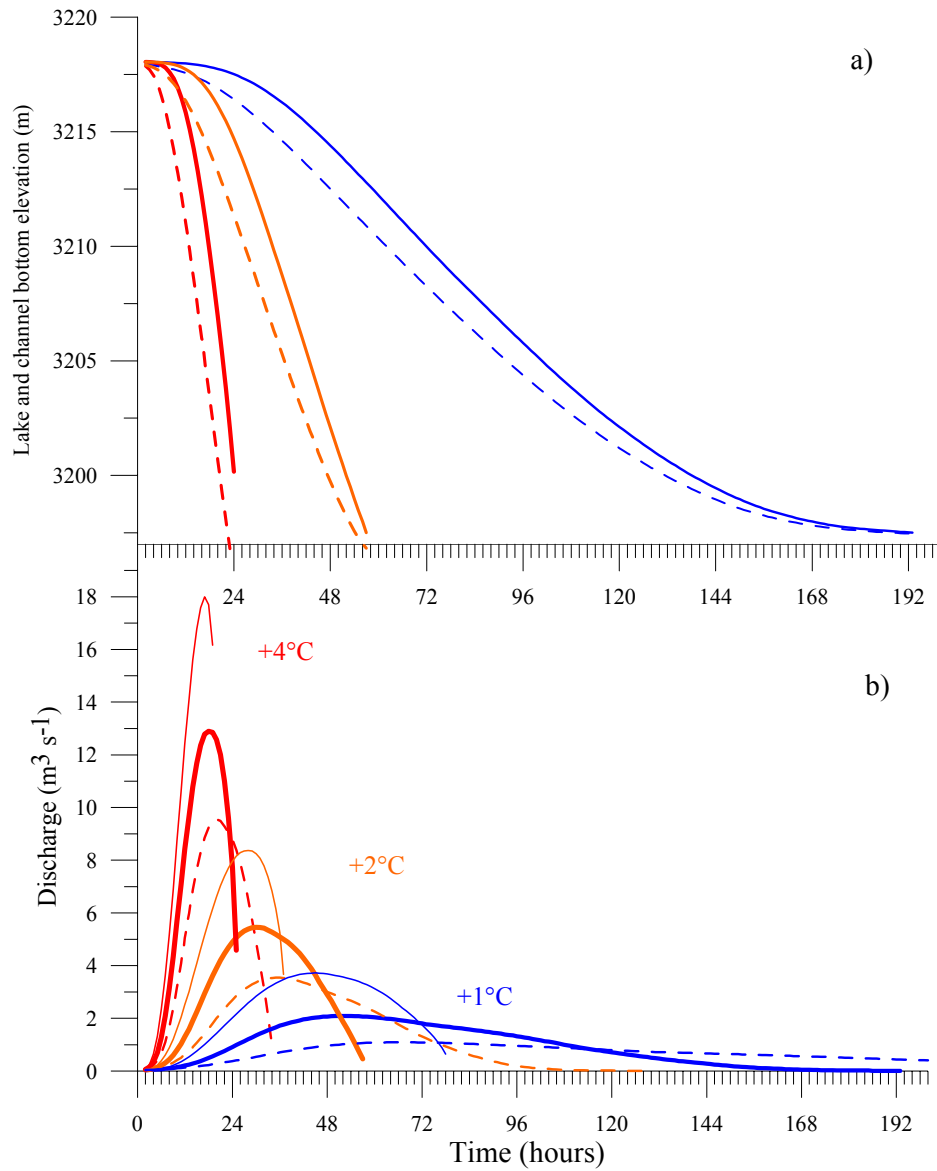


Figure 9. Numerical modeling results for a full lake at the beginning of drainage for different water temperatures (+4°C, +2°C and +1°C). a) Lake level (continuous lines) and channel bottom elevation (dashed lines). b) Discharges calculated with different channel widths (0.5 m: thin lines; 1.0 m: thick lines; 1.5 m: dashed lines).

V.2.3 CONCLUSIONS DE L'ETUDE DE ROCHEMELON

L'un des résultats essentiels de notre étude concerne l'analyse de l'énergie dissipée dans le chenal : elle révèle que seulement la moitié de l'énergie disponible (thermique et mécanique) a été utilisée pour l'érosion du chenal. Nous avons par ailleurs développé un modèle numérique pour simuler la vidange. Nos observations ont permis de calibrer et valider ce modèle capable de simuler le débit de la vidange du lac glaciaire et l'érosion du chenal en cas de débordement du lac au dessus du barrage de glace. Ce modèle permet ainsi d'étudier la sensibilité de la vidange à la température de l'eau et à d'autres paramètres. Il met en évidence, comme nous l'attendions, une très grande sensibilité à la température de l'eau du lac. Nos résultats de simulation indiquent que, en cas de débordement du lac de Rochemelon en Octobre 2004, le débit du chenal n'aurait pas dépassé $6 \text{ m}^3/\text{s}$ étant donnée la température de l'eau du lac à cette époque.

V.3 Risques liés aux chutes de séracs

V.3.1 Les catastrophes du passé.

Les séracs ne manquent pas de créer des catastrophes. L'une des chutes de séracs les plus meurtrières est celle du Huascarán en 1970 : elle provoqua environ 18000 morts à Yungay, dans la Cordillère Blanche au Pérou (Lliboutry et al., 1977). Le 31 mai 1970 à 15h23, un séisme secoua l'ensemble du pays. Le sommet du Huascarán à 6655 mètres d'altitude ne fut pas épargné et d'énormes éboulements de rochers et de glace se déclenchèrent des zones sommitales. L'éboulement de la face sud-ouest du Huascarán comportait initialement 7 à 8 millions de m³ de rochers et 1 million de m³ de glace. En tombant sur des glaciers plus bas, l'avalanche éroda sur son passage environ 4 à 5 millions de m³ de ces derniers et vers 4500 mètres d'altitude, l'avalanche devait probablement atteindre un volume de 10 millions de m³. Au cours de sa descente, la glace se transformait progressivement en eau et cette masse de rochers, d'eau et de boue parcourut alors 17 kilomètres pour atteindre le Rio Santa. Malheureusement, l'avalanche était si puissante qu'elle ne put rester cantonnée dans la vallée : en rive droite, elle franchit une crête en remontant un dénivelé de 90 mètres avant de se déverser sur la ville de Yungay. La lave de boue faisait plusieurs mètres d'épaisseur et, seule une petite partie de la ville, dont le cimetière, fut épargnée.

L'avalanche de séracs, de Kolka, dans le Caucase en 2002 (Ossétie du Nord), fut un peu similaire à celle du Huascarán. Cette catastrophe fut quasiment ignorée des médias, probablement à cause des fortes tensions politiques dans cette région. Dans la soirée du 20 septembre 2002, une avalanche de glace et de rochers de plusieurs millions de m³ s'est produite dans la face du pic du Dzimarai-khokh, dans le massif du Kazbekh (Caucase), sur une zone d'environ 1,5 km de large entre 3600 et 4200 m d'altitude (Kaab, 2005). Les blocs de glace et de rochers se sont écrasés sur la langue du glacier Kolka, vers 3200 m d'altitude. Il semble qu'une partie de la langue du glacier Kolka fut emportée et ce sont des dizaines de millions de m³ de rochers et de glace qui se sont engouffrés dans la vallée. Une grande partie des moraines et des sédiments furent arrachés et emportés sur le passage de l'avalanche, venant grossir encore le volume total. Quelques minutes après le déclenchement de l'avalanche, cette masse gigantesque atteignait le village de Karmandon, 18 kms plus bas, tuant des dizaines d'habitants. Plus à l'aval, l'avalanche fut enfin stoppée par une gorge étroite et déposa environ 80 millions m³ de rochers et de glace. Mais les éléments les plus liquides pénétrèrent dans la gorge et formèrent une coulée de boue qui parcourut encore 15 km. Au total, l'avalanche tua 120 personnes. Mais le drame n'était pas terminé : les dépôts de l'avalanche formèrent un barrage étanche à l'entrée de la gorge et inondèrent les surfaces habitées de cette région qui n'avaient pas été touchées directement par l'avalanche. La retenue d'eau augmenta jusqu'à 10 millions de m³ ; elle représentait un danger imminent pour les populations à l'aval car le barrage naturel fragile pouvait rompre d'un moment à l'autre. Finalement, le niveau du lac baissa naturellement à partir du 22 octobre 2002 probablement grâce à des conduits sous-glaciaires ou intra-glaciaires.

Dans les Alpes également, des chutes de séracs peuvent présenter des dangers pour les populations et les infrastructures (routes, chemins de fer...), sans parler de l'exposition des alpinistes lors de « passages obligés » pour accéder au pied d'une voie rocheuse ou pour redescendre par une voie « facile ». Les séracs du glacier suspendu du Weisshorn, en Suisse provoque de façon récurrente des dégâts dans la vallée d'Arolla. Les séracs de Tacconnaz, dans le Massif du Mont Blanc, menacent la population du hameau du Nant. Nous nous sommes intéressés à cette chute de séracs.

V.3.2 La chute de séracs de Taconnaz

V.3.2.1. Introduction

A Taconnaz, vers 3200 m d'altitude, le glacier est coupé par une barre de séracs presque verticale, de 80 à 100 mètres de hauteur. Cette falaise de glace est la conséquence de la topographie du socle rocheux qui présente, en cet endroit, une rupture de pente très forte que le glacier ne peut franchir sans se rompre. La glace qui s'écoule depuis le sommet du Dôme du Goûter à 4300 m, passe par cette chute de séracs et s'écrase en contrebas. Le glacier ainsi reconstitué reprend sa course jusqu'à son front situé vers 1800 m d'altitude. Les chutes de blocs de glace sont donc très fréquentes. En été, les séracs qui tombent provoquent des avalanches de glace sans conséquence car elles ne dépassent pas les limites du glacier qui n'est pas fréquenté. En revanche, en hiver, lorsque le glacier est couvert d'un manteau neigeux instable, cette chute de séracs peut déclencher une avalanche de glace et de neige énorme qui vient aux abords du hameau du Nant. En février 1999, l'avalanche a même dépassé la digue construite pour la contenir, et terminé sa course sur une piste de ski. Heureusement, l'avalanche s'est produite durant la nuit et personne n'était sur les lieux. Depuis, les ouvrages de protection ont été renforcés mais la situation reste délicate car il est très difficile de savoir quel volume de neige et de glace pourrait être mobilisé. L'avalanche de 2006, en détruisant une dent en béton déflectrice a montré encore une fois son ampleur et sa force. La prédiction des chutes de séracs à l'origine de ces avalanches est, aujourd'hui, extrêmement difficile. En 2009, suite à une nouvelle évaluation des volumes de neige et de glace susceptibles d'être mobilisés au cours d'une avalanche, des travaux sont entrepris pour surélever les digues paravalanches.



Figure 5.2 : Chute de séracs de Taconnaz. Photo R. Blanc 20 mars 2003

L'histoire relatée des avalanches de Taconnaz remonte au début du 20^{ème} siècle et est décrite dans le rapport du CEMAGREF, du mois d'avril 2001, relatif à l'avalanche du 11 février 1999 et adressé au SIVOM de la Haute vallée de l'Arve. Les principales conclusions de ce rapport sont les suivantes :

- . depuis le début du 20^{ème} siècle, l'avalanche de Taconnaz est arrivée de très nombreuses fois à proximité des habitations actuelles.

- . analysée sur une centaine d'année, l'activité avalancheuse du couloir de Taconnaz est importante : en moyenne, des avalanches atteignent le niveau des lames déflectrices (cote 1245 m) plus d'une fois par an, et le niveau de la digue frontale (cote 1090 m) tous les 7 ans.

- . la cote maximale d'arrivée de la coulée s'étale généralement entre 1040 m (26/2/1988) et 1100m (1937, 1966).

- . les volumes de dépôt des avalanches passées varient de 200 000 m³ (5/2/1992) à 1000 000 m³ (17/2/1990).

Tous les aménagements (de 1985 à 1991) ont été fortement sollicités et l'ont été encore récemment, en particulier en 1999.

L'avalanche du 11 février 1999 a franchi la digue latérale en rive droite et s'est étendue sur la piste de ski de la Côte du Mont. Le téléski longeant la trouée forestière de la Côte du Mont a été détruit dans son parcours supérieur. L'avalanche s'est prolongée jusqu'aux premiers chalets de la Côte du Mont. La partie amont de la route de desserte de Vers le Nant a aussi été atteinte ainsi que la forêt située à l'est de la digue frontale. Le volume de neige et de glace total déposé par l'avalanche était d'environ 750 000 m³ (calcul de cubatures à l'aide de restitutions photogrammétriques réalisées avant et après l'événement). Compte tenu de la proportion de glace des dépôts, Louis Reynaud du LGGE avait estimé que cette avalanche avait pour origine la rupture d'un sérac vers 3300 m d'altitude. De plus, la thèse de la chute de sérac est appuyée par les dégâts observés sur les infrastructures de la zone de réception de l'avalanche : trois tas freineurs et des lames déflectrices ont été très endommagés. La proportion de glace dans cette avalanche avait été évaluée à 30%.



Figure 5.3 : : Dégâts occasionnés lors de l'avalanche du 26 février 1988 (à gauche) ; aménagements réalisés de 1985 à 1991 (à droite).

V.3.2.2 L'étude de la chute de séracs en 2003.

Les objectifs de l'étude poursuivie entre 2001 et 2003 étaient les suivants :

- estimer les débits du glacier à l'altitude de la chute de séracs afin de connaître les volumes de glace annuels qui passent à travers la chute.
- déterminer les volumes de glace maximum qui peuvent s'écrouler en une seule fois.
- évaluer la fréquence des ruptures de séracs afin de proposer éventuellement un système opérationnel de surveillance.

En septembre 2001, un réseau d'observations a été mis en place dans la zone supérieure du glacier de Tacconnaz en vue de mesurer les bilans de masse annuels et les vitesses d'écoulement en surface (Vincent et al. 2003). Ces observations avaient pour but d'estimer le débit du glacier à l'altitude de la chute de séracs. Ce réseau d'observations comprenait 10 pieux implantés dans le névé. Ces implantations ont été renouvelées le 17 janvier 2002 et le 17 septembre 2002, avant que les pieux ne disparaissent, enfouis sous la neige. Les bilans de masse ont ainsi été calculés sur l'année hydrologique 2001/2002 entre le mois de septembre 2001 et le mois de septembre 2002. A partir du même réseau de pieux, nous avons obtenu les vitesses d'écoulement en surface par la mesure du déplacement des pieux à l'aide de relevés topographiques de l'Aiguille du Midi et du Plan de l'Aiguille ; des visées d'intersection avec un théodolite ont permis de calculer les coordonnées des pieux. Les distances entre les stations topographiques et la chute de séracs sont importantes (4.5 et 5 kms) et affectent la précision des mesures (± 0.3 m sur chaque position des pieux) mais c'est probablement le moyen le plus sûr et le plus fiable d'obtenir des vitesses d'écoulement à partir de stations extérieures au glacier.

Les débits annuels de la chute de séracs ont été obtenus à partir de deux méthodes indépendantes : à partir des mesures de bilans de masse d'une part et à partir des mesures de vitesses de surface d'autre part. La première méthode utilise une carte de bilans issue des observations et un modèle de flux (Le Meur et Vincent, 2006). La méthode suppose d'une part que le glacier s'écoule suivant la ligne de plus grande pente (calculée avec la topographie de surface) et d'autre part que le glacier n'est pas trop éloigné d'un état d'équilibre. Au dessus de 3000 m, les variations d'épaisseur des glaciers sont faibles à l'échelle de quelques décennies et les erreurs engendrées par cette hypothèse sont minimales. Néanmoins, les valeurs de bilans de masse utilisées dans le calcul de flux doivent être des valeurs moyennes à l'échelle de plusieurs décennies ; il est donc nécessaire d'apporter une correction sur les observations des bilans mesurés en 2001/2002. En effet, les longues séries d'observations de bilans conduites par le LGGE dans le massif du Mont Blanc sur les glaciers d'Argentière et de la Mer de Glace (Vincent, 2002) indiquent des bilans fortement négatifs pour cette année 2001/2002, environ 0.60 m d'eau en dessous de la moyenne ; ainsi, pour le calcul de flux, on a ajouté à toutes les valeurs mesurées 0.6 m d'eau. Ces résultats permettent d'une part de localiser les courants de glace et les zones les plus actives de la chute de séracs, et d'autre part de calculer les débits annuels à travers la chute de séracs.

La deuxième méthode pour calculer les débits consiste à calculer les vitesses du glacier en surface à partir de la mesure des déplacements des pieux implantés. Le débit du glacier est calculé en faisant le produit de l'épaisseur du glacier par la vitesse moyenne de la section. L'épaisseur du glacier n'est pas connue dans cette région ; elle a été estimée à partir de la mesure de la hauteur de la barre de séracs, par photogrammétrie (70 m en moyenne) ; la vitesse moyenne de la section n'est pas connue non plus ; elle peut être estimée grâce aux mesures de vitesses en surface en faisant quelques hypothèses sur la loi de comportement de l'écoulement du glacier (Paterson, 1994) et en supposant que le glacier ne dérape pas sur son lit, c'est à dire qu'il est collé à son lit.

En outre, des mesures topographiques régulières, à un intervalle de temps de 3 semaines à 1 mois environ, en 2002 et 2003, ont été effectuées dans le but de déterminer la position de la limite supérieure des séracs et de suivre son évolution. Ces observations avaient pour but d'estimer la fréquence des ruptures. Associés à des mesures photogrammétriques héliportés, nous avons pu estimer les volumes mis en jeu lors de ces ruptures. Comme pour les pieux, une méthode d'intersection topographique a été utilisée mais, cette fois, sans visées sur des cibles bien identifiées sur le terrain. Aussi, une méthode indirecte a été testée et a fourni de bons résultats : de chaque station, nous avons effectué des visées sur le bord des séracs en mesurant les angles horizontaux et verticaux ; ensuite, pour chaque visée de la première station, nous avons calculé les coordonnées XY de toutes les intersections possibles avec les visées de la seconde station et comparé les altitudes obtenues Z1 et Z2, indépendamment de chacune des stations. Nous avons retenu ainsi les coordonnées des points d'intersection lorsque les 2 altitudes calculées ne s'écartaient pas de plus d'un mètre. Cette méthode fonctionne bien dans le cas du glacier de Tacconnaz mesuré depuis une station à l'Aiguille du Midi et une station au plan de l'Aiguille, car les plans d'intersection sont bien distincts. Néanmoins, la méthode nécessite un opérateur spécialisé et de bonnes conditions météorologiques.

V.3.2.3 Surveillance de la chute de séracs de Tacconnaz

Le Meur, E. and C.Vincent, Monitoring of the Tacconnaz ice fall (French Alps) using measurements of mass balance, surface velocities and ice cliff position, *Cold Regions Science and Technology*, 46, 1-11, 2006.

Monitoring of the Taconnaz ice fall (French Alps) using measurements of mass balance, surface velocities and ice cliff position

E. Le Meur*, C. Vincent

Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement du CNRS, (associé à l'Université Joseph Fourier), 54 rue Molière, BP 96, 38402 Saint Martin d'Hères, France

Received 29 November 2005; accepted 2 May 2006

Abstract

Glacier de Taconnaz is a hanging glacier in the Mont-Blanc area with an upper accumulation area stretching from Dôme du Goûter (4300 m a.s.l.) down to a wide ice cliff at an altitude of about 3300 m a.s.l., over which flows most of the ice accumulated upstream. During winter, ice blocks breaking off the cliff often trigger off large avalanches constituted of a mixture of snow and ice which can be devastating for the downward inhabited areas in the Chamonix valley as was the case in 1988 and 1999. The approach proposed here is twofold. It first consists of quantifying the flow regime over the accumulation area and consequently the yearly amount of ice falling off the cliff. For this purpose, a network of large stakes was first installed in June 2001 and regularly updated since. From the measured height above surface corrected with time series mass balance of two nearby glaciers, a yearly net mass balance map over the accumulation area has been established and converted into a mean discharge of $1.2 \pm 0.3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ year}^{-1}$ at the cliff. Moreover, monthly remote topographic surveys of the same stakes provided annual surface velocities, which after some assumptions led to a similar independent amount of discharge. The second part consists of trying to assess the frequency at which the collapses occur from similar monthly topographic measurements of the cliff edge position. Although the time series are still short, a single period of about 180 days seems to control the major ice falls. These data also allow for estimation of ice volumes breaking off which, associated with flow values, could help constraining the frequency of falling events.

© 2006 Published by Elsevier B.V.

Keywords: Glacier dynamics; Glacial hazard; Ice fall; Mass balance; Ice flow; Ice velocity; Balance flux

1. Introduction

Although glaciers have always been responsible for catastrophic events in mountainous areas worldwide, it is only recently that the concept of glacial risk has been really considered and integrated into local

authorities policies. This led quite a substantial number of recent case studies to be started in the different areas of glacial risk, many of them impelled by a 3-year European project (Glaciorisk, Fifth-Framework Programme impelled by the European Commission). Glacial hazards can be classified into three main categories: (i) those related to pro-glacial lakes and their possible outburst, (ii) sudden draining of intraglacial water bodies and (iii) ice falling events (from serac to entire parts of glaciers).

* Corresponding author. Fax: +33 4 76 82 42 01.

E-mail addresses: manu@lggc.obs.ujf-grenoble.fr (E. Le Meur), vincent@lggc.obs.ujf-grenoble.fr (C. Vincent).

The hazard associated with the Taconnaz Glacier belongs to this latter category. However, it is not the ice fall as such that leads to a risky situation, but the fact that in winter, large falling ice blocks can destabilize recently fallen snow over the lower part of the glacier, leading to large avalanches. Indeed, ice collapses occurring in summer usually remain unnoticed and lead to no damage at all. On the other hand, a statistical analysis of 75 nearby recorded events shows that contrary to other sites, avalanches initiated from the Taconnaz glacier poorly correlate with local peak avalanche activity or with occurrences of recent snowfalls in the area (Rapin, 2001). This is in line with an external triggering factor such as falling seracs. Moreover, inspection of the cones from all recent major avalanches systematically revealed a substantial amount of ice (up to 30%, with ice blocks up to 1 m^3) mixed with the deposited snow. For instance, the volume of the avalanche of 1999 was measured to about $750\,000 \text{ m}^3$, which given an ice ratio of 30% (Reynaud, personal communication), implies a collapsing volume of $250\,000 \text{ m}^3$ of ice.

Only a few studies on ice avalanches have been carried out, which date back to the 1970s probably as a result of the threatening situation of a hanging glacier on the Weisshorn, Switzerland in 1972–1973. From the ensuing measurements, a phenomenological relationship of velocity through time prior to collapse was deduced (Röthlisberger, 1977; Flotron, 1977), later confirmed by a two-dimensional study of an ice mass breaking off (Iken, 1977). Since then, apart from more general studies of the problem, like glacial risk assessment (Haeberli et al., 1989), the subject seems to have been reassessed only recently under the form of theoretical approaches with continuum damage models (Pralong et al., 2003) or crack propagation theories (Weiss, 2004). In the framework of the Glaciorisk project an extensive field study over the Taconnaz Glacier was started in order to understand the flow regime and the ice cliff calving characteristics. The aim is to gather field data so as to infer estimates of the most typical frequencies and associated volumes for ice falling events. This approach is all the more justified as most of the ice fall events are virtually undetectable unless a very costly and technically challenging automatic instrumentation is installed. It should be noticed that the proposed approach remains phenomenological and that no attempt is made to reproduce the physics of the processes leading to these ice falls. The methodology here consists of making the most of three independent sets of data so as to arrive to consistent (though not accurate) conclusions about the frequency

and volumes of the falling events. This is a first step towards a later approach intending to forecast such hazards and to provide guidance for establishing an effective survey protocol and ensuing warning system.

The first part of the paper (Section 2) basically describes the glacier environment, and the type of measurements that have been performed given the access and safety restrictions. A first estimate of the yearly amount of ice passing over the cliff is proposed from both surface mass balance measurements and a balance flow model (Section 3). Then Section 4 shows how a similar flow value was independently assessed from surface velocity measurements. We finally show in Section 5 the results of monthly surveys of the ice cliff geometry from which some insight into typical fallen volumes and frequencies of collapse can be gained.

2. Glacier characteristics and field measurements

Glacier de Taconnaz is located in the north face of the Mont-Blanc massif overlooking the Chamonix valley. It consists of an upper accumulation area of about 2 km^2 down-stream of the Aiguille du Goûter (3860 m a.s.l.)

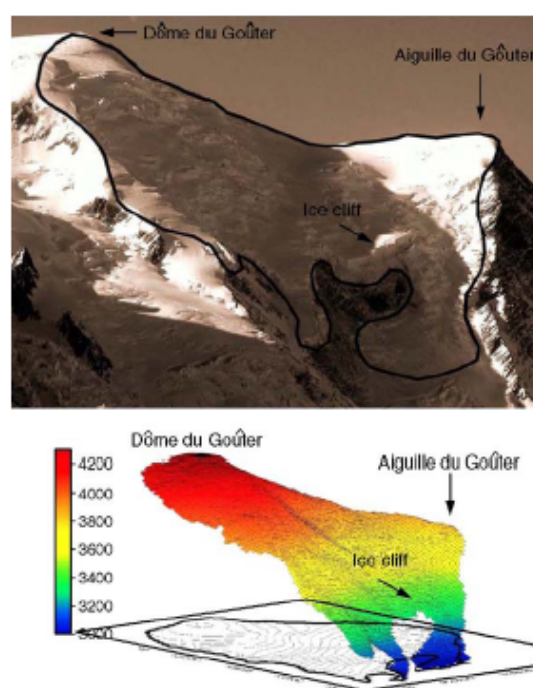


Fig. 1. Overview of the Taconnaz glacier accumulation area and the corresponding Digital Elevation Model. The black outline roughly represents the DEM outer limit, but the glacier still continues downslope where it is channelled by an upper valley towards the main valley of Chamonix.

on the left bank and Dôme du Goûter (4300 m), the actual start of the glacier as can be seen from Fig. 1. Along its way, the ice flow concentrates and a significant part of the accumulated ice is channelled through an approximately 600-m wide ice cliff at about 3300 m a.s.l. Strictly speaking, the accumulation zone for this glacier probably extends further down the cliff, but we will hereafter restrict the ‘accumulation zone’ to the glacier area upstream of the cliff (the area actually contributing to the flow passing the cliff). Finally, the bottom part of the glacier is made of a rather narrow tongue partly fed by regenerated ice from blocks falling from the cliff and follows a small valley down to an altitude of 1700 m above the village Le Nant.

Because of such a configuration, access to the upper part of the glacier is only possible from the top and therefore requires helicopter transportation by which staff and material are dropped between the Dôme and the Aiguille du Goûter at the altitude of about 4000 m. Moreover, the accumulation zone develops several serac

zones and crevassed areas turning any unreasonably long stay into a risk. As a consequence, the survey protocol was designed so as to minimize direct in situ measurements and favor remote techniques.

For this purpose, a line of large 5-m stakes regularly distributed along a central line on the glacier (see their locations in Fig. 2) was set up on June 12th, 2001 (and updated twice). The use of these stakes is twofold. Direct in situ reading as well as distant observation (from helicopter) of their emergence gives the accumulation after density profiles coming from nearby firn cores have been accounted for. Secondly, regular topographic measurements of these same stakes (from two easily accessible remote geodetic stations) allow for an accurate tracking and give the ice surface velocity along the line. Lastly, the exact topography of the cliff has also been monitored with similar topographic measurements every 3 to 4 weeks from the same stations. The method is based on an intersection method which leads to an accuracy of about a meter for each measured position allowing for volume calculations and calving rate estimates (see Section 5). It should be emphasized that the proposed study of the glacier would gain from a more exhaustive set of measurements including for instance bedrock topography and a temperature vertical profile through the ice column. Unfortunately, such measurements are time consuming and have deliberately been skipped for safety reasons. This unavoidably led us to some simplifying approximations with regards to the geometry of the ice for which the simplest shape was assumed under the form of a parallel sided slab. The resulting inaccuracies should not be too much of a problem since the aim of the paper is to provide estimates for the yearly flow over the cliff. As for temperature, the main point is the ice temperature at the base of the glacier, which we assumed to be frozen to the bedrock (see Section 4.2).

3. Flux estimation from mass balance data

3.1. Measured data

Measured annual net mass balance for the 2001–2002 hydrological year converted into meters water equivalent per year (m w.e. year^{-1}) at the stakes locations are depicted in Fig. 2. The main feature is an accumulation increase from the cliff up to about the elevation of 3700 m, a consequence of the altitudinal mass balance gradient (see the surface topography depicted in Fig. 5). Higher up, accumulation seems to stabilize before decreasing rapidly with elevation from 3800 m to the dome where accumulation is known to be around $0.3 \text{ m w.e. year}^{-1}$ (Vincent et al., 1997). This results from a wind scouring

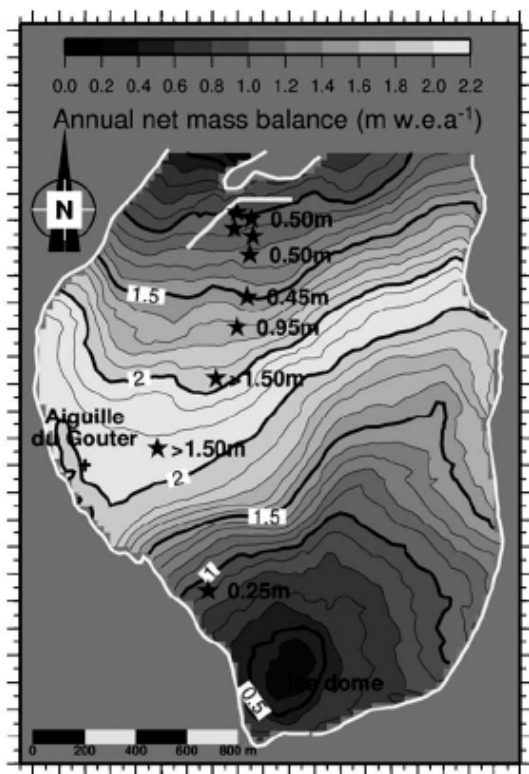


Fig. 2. Annual mass balance measurements (m w.e. year^{-1}) from stakes emergence for the 2001–2002 hydrological year and corresponding reconstituted 2-D mass balance map over the D.E.M. Stars indicate the exact stake positions. The actual measurement period goes from the 11th of October 2001 until the 17th of September 2002.

effect more or less proportional to the elevation and which takes over the normal altitudinal gradient. Similar patterns of abrasion over wind exposed areas have already been observed in the nearby area of Col du Dôme by Vincent et al. (1997). It therefore seems that net accumulation in the area is the result of a normal mass balance increase with altitude onto which this opposed wind effect also proportional to altitude is superposed.

3.2. An accumulation map over the area

In order to be able to compute balance flow, net accumulation data along the central line had to be generalized all over the ‘accumulation area’. Mass balance (or net accumulation in the present case) was thus calculated by applying two altitudinal different gradients so as to fit the existing data. The best match (within error bars of ± 0.20 m w.e. for these measurements) was obtained with a first positive gradient varying linearly from 0.27 m w.e. per 100 m at 3300 m to 0.1 m w.e. per 100 m at 4300 m and a second negative wind-induced gradient varying linearly from 0 at 3750 m to -0.45 m w.e. per 100 m at 4300 m. This parameterization allowed for a rather satisfactory match (once the data have been corrected, see below), except for stake No. 1 at the elevation of 4000 m half way between the Dôme and the Aiguille du Goûter (Fig. 2), where the wind effect seems stronger and is responsible for only a 0.25 m w.e. year⁻¹ accumulation. The reason is to be found in the nearby pass (between the dome and the Aiguille) through which strong southerly winds blow frequently. An extra wind contribution was thus added for the nearby points within a radius of 500 m and tuned according to the distance to the pass (from -0.7 m w.e. at the pass to 0 m w.e. 500 m away) so as to produce as realistic as possible a pattern which agrees with the scarcity of available data. Now remains the problem of the significance of a single year of mass balance measurements. It is well known that on a given glacier, the yearly net balance exhibits a strong interannual variability (Vincent, 2002). Conversely, for glaciers even several hundred km apart, the mass balance signal reveals similar tendencies from 1 year to the other (Vincent, 2002; Vincent et al., 2004) such that a global climatic signal is advocated. Inspection of several mass balance series over the Alps between 1976 and 2002 shows that the season 2001–2002 was strongly deficient. Moreover, such measurements have been extensively performed on two nearby glaciers (Argentière and Mer de Glace no more than 10 km away from Tacconnaz) which both give a deficit of

0.6 m with respect to the general trend. There are therefore good reasons to believe that mass balance measurements performed on Tacconnaz in 2001–2002 already account for a similar deficit. It was thus decided to correct for this effect by uniformly increasing values by 0.6 m w.e. in order to obtain a mass balance distribution that is more in accordance with the current state of the glacier. The fact that this increase is uniformly applied all over the accumulation area may sound critical at first. In fact, when applied over a reasonable altitude range, such a global change gives satisfactory results as shown by Vallon et al. (1998) and Vincent et al. (2000). Moreover, this assumption is used in the linear mass balance model (Liboutry, 1974) which has been widely used in glacier modelling. The corresponding corrected mass balance map for Tacconnaz is depicted in Fig. 2. From the figure, the match between measurements and the proposed map does not look very good at first sight essentially because the former do not account for the -0.6 m w.e. correction and also because of an uncertainty of about 0.2 m w.e. on these measurements. The cliff is also represented on the figure under the form of two white line segments with a 200-m long North branch and a 282-m long North–West branch such that its total equivalent length along the east–west direction (orthogonal to the main direction of flow) is also 200 m.

3.3. Balance fluxes

The balance fluxes method is the most straightforward approach for assessing flow properties over a glacier for which only surface topography and net mass balance are known (Budd and Warner, 1996). The method first assumes a steady-state for the glacier. It is well known that glaciers never reach a perfect state of equilibrium with their changing environment. However, despite large thickness changes observed on their lower parts, glaciers in the Mont-Blanc area have only experienced minor changes (<10 m) over the 20th century for altitudes above 3000 m a.s.l. (Vincent, 2002). We therefore assumed that deviations from steady state are small enough for the method to give a realistic picture. Under steady state, the continuity equation for ice reduces to:

$$\alpha(A - M) = \nabla \cdot \vec{q}, \quad (1)$$

where A is net accumulation in meter water equivalent per year (m w.e. year⁻¹), M basal melting (m w.e. year⁻¹, neglected here), α the water to ice density ratio (1.09, so that mass balance terms are converted into ice

effect more or less proportional to the elevation and which takes over the normal altitudinal gradient. Similar patterns of abrasion over wind exposed areas have already been observed in the nearby area of Col du Dôme by Vincent et al. (1997). It therefore seems that net accumulation in the area is the result of a normal mass balance increase with altitude onto which this opposed wind effect also proportional to altitude is superposed.

3.2. An accumulation map over the area

In order to be able to compute balance flow, net accumulation data along the central line had to be generalized all over the ‘accumulation area’. Mass balance (or net accumulation in the present case) was thus calculated by applying two altitudinal different gradients so as to fit the existing data. The best match (within error bars of ± 0.20 m w.e. for these measurements) was obtained with a first positive gradient varying linearly from 0.27 m w.e. per 100 m at 3300 m to 0.1 m w.e. per 100 m at 4300 m and a second negative wind-induced gradient varying linearly from 0 at 3750 m to -0.45 m w.e. per 100 m at 4300 m. This parameterization allowed for a rather satisfactory match (once the data have been corrected, see below), except for stake No. 1 at the elevation of 4000 m half way between the Dôme and the Aiguille du Goûter (Fig. 2), where the wind effect seems stronger and is responsible for only a 0.25 m w.e. year⁻¹ accumulation. The reason is to be found in the nearby pass (between the dome and the Aiguille) through which strong southerly winds blow frequently. An extra wind contribution was thus added for the nearby points within a radius of 500 m and tuned according to the distance to the pass (from -0.7 m w.e. at the pass to 0 m w.e. 500 m away) so as to produce as realistic as possible a pattern which agrees with the scarcity of available data. Now remains the problem of the significance of a single year of mass balance measurements. It is well known that on a given glacier, the yearly net balance exhibits a strong interannual variability (Vincent, 2002). Conversely, for glaciers even several hundred km apart, the mass balance signal reveals similar tendencies from 1 year to the other (Vincent, 2002; Vincent et al., 2004) such that a global climatic signal is advocated. Inspection of several mass balance series over the Alps between 1976 and 2002 shows that the season 2001–2002 was strongly deficient. Moreover, such measurements have been extensively performed on two nearby glaciers (Argentière and Mer de Glace no more than 10 km away from Tacconnaz) which both give a deficit of

0.6 m with respect to the general trend. There are therefore good reasons to believe that mass balance measurements performed on Tacconnaz in 2001–2002 already account for a similar deficit. It was thus decided to correct for this effect by uniformly increasing values by 0.6 m w.e. in order to obtain a mass balance distribution that is more in accordance with the current state of the glacier. The fact that this increase is uniformly applied all over the accumulation area may sound critical at first. In fact, when applied over a reasonable altitude range, such a global change gives satisfactory results as shown by Vallon et al. (1998) and Vincent et al. (2000). Moreover, this assumption is used in the linear mass balance model (Liboutry, 1974) which has been widely used in glacier modelling. The corresponding corrected mass balance map for Tacconnaz is depicted in Fig. 2. From the figure, the match between measurements and the proposed map does not look very good at first sight essentially because the former do not account for the -0.6 m w.e. correction and also because of an uncertainty of about 0.2 m w.e. on these measurements. The cliff is also represented on the figure under the form of two white line segments with a 200-m long North branch and a 282-m long North–West branch such that its total equivalent length along the east–west direction (orthogonal to the main direction of flow) is also 200 m.

3.3. Balance fluxes

The balance fluxes method is the most straightforward approach for assessing flow properties over a glacier for which only surface topography and net mass balance are known (Budd and Warner, 1996). The method first assumes a steady-state for the glacier. It is well known that glaciers never reach a perfect state of equilibrium with their changing environment. However, despite large thickness changes observed on their lower parts, glaciers in the Mont-Blanc area have only experienced minor changes (<10 m) over the 20th century for altitudes above 3000 m a.s.l. (Vincent, 2002). We therefore assumed that deviations from steady state are small enough for the method to give a realistic picture. Under steady state, the continuity equation for ice reduces to:

$$\alpha(A - M) = \nabla \cdot \vec{q}, \quad (1)$$

where A is net accumulation in meter water equivalent per year (m w.e. year⁻¹), M basal melting (m w.e. year⁻¹, neglected here), α the water to ice density ratio (1.09, so that mass balance terms are converted into ice

volumes) and \vec{q} the ice flux per unit width ($\text{m}^2 \text{ year}^{-1}$). From the divergence theorem, Eq. (1) transforms into:

$$\int \int_S \alpha A \, dx \, dy = \int_C \vec{q} \cdot \vec{n} dl \quad (2)$$

in which S represents any surface enclosed by the corresponding boundary C , \vec{n} is an outward unit vector and dl an elementary length along the border. Basically, Eq. (2) expresses that, because of no thickness change, the total accumulated ice over the selected area entirely and exclusively contributes to the net outward flux through the border. The specificity of the model presented here lies in the choice of the appropriate surface for an easy computation of the outward flow. The idea consists of building the surface boundary from adjacent flowlines through which, by definition, no ice flows. There comes into play the second assumption, according to which the flow direction is everywhere along the steepest surface slope. This statement analogous to the ‘Shallow Ice Approximation’ (SIA, Hutter, 1983) is all the more accurate as the aspect ratio (the ratio of vertical to horizontal characteristic lengths for either the ice body or the bedrock topography) is small. If the SIA applies well for most parts of large ice sheets, its use for mountain glaciers rapidly becomes more critical since the aspect ratio can locally become close to unity. This issue has been discussed in details in Le Meur and Vincent (2003) in which it is shown that under specific circumstances, the SIA can successfully be used for mountain glaciers as long as model outputs like thickness changes are considered at spatial scales of at least several ice thicknesses. In the present case, it is clear that at the 25-m resolution of our Digital Elevation Model, the flow direction locally deviates from the steepest slope which will locally under or over estimate the computed flow. However, as soon as one averages over several grid points (distances of the order of several times the ice thickness in order to come closer to the conditions of applicability of the SIA), errors tend to rapidly smooth out (see above references). As a consequence, albeit smoothed over 4 grid points, the flux pattern is still locally inaccurate, but nevertheless gives a good picture of the major large scale features as required by the present study (see below).

The flux calculation is sketched in Fig. 3 and shows the computation of the flow vector for each of the grid points of the model. For every point (i, j) , two upward flow lines are computed from the two neighbouring half-grid points along the line of constant Y (or j) orthogonal to the main direction of flow. Points along these flow lines are computed step-wise along the line of

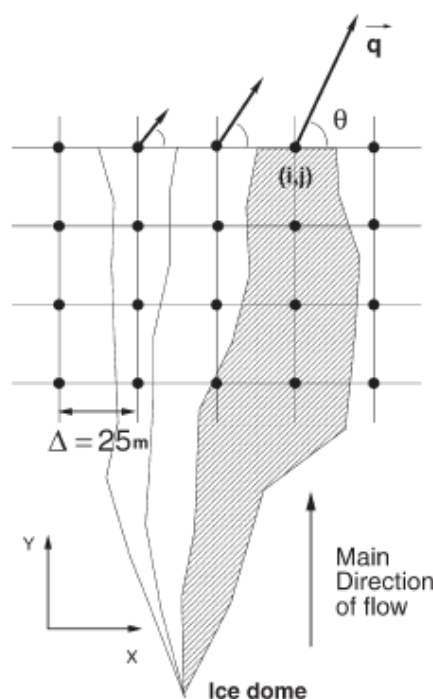


Fig. 3. Sketch of the method used for computing the ice flow (per meter width) at each of the englacial points of the D.E.M. Symbols are defined in the text.

steepest slope until the maximum elevation (the upper dome) is reached or until the two flow lines merge. This delineates the surface (dashed on the figure) over which the accumulation is integrated from the previously deduced mass balance map. With such a surface, the only line element crossed by any ice particle reduces to the 25-m east–west segment centered on point (i, j) which makes an angle θ with the flow direction (steepest slope represented by the flow vector \vec{q}). The magnitude q of the flow vector \vec{q} therefore reads (Eq. (2)):

$$q = \frac{\int \int_S \alpha A \, dx \, dy}{\Delta \sin(\theta)} \quad (3)$$

with $\int \int_S \alpha A \, dx \, dy$ the total net balance over the area ($\text{m}^3 \text{ year}^{-1}$) and Δ the grid spacing (25 m). Corresponding balance fluxes are reported in Fig. 4 where as an illustration, all the computed flowlines on an east–west transect passing around the cliff have also been reported. Despite the smoothing over 100 m (4 grid points), inspection of the figure shows rather short-scale pronounced variations in the fluxes, but as said earlier, such output should be

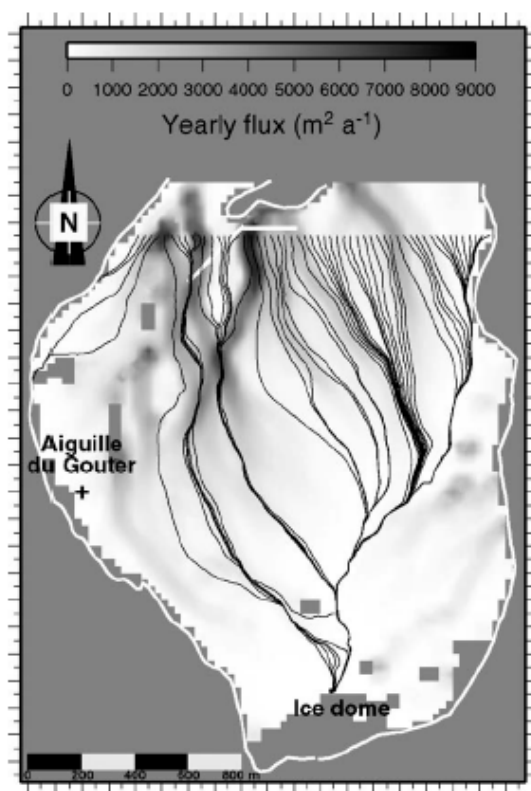


Fig. 4. Computed yearly balance fluxes per unit width ($\text{m}^2 \text{year}^{-1}$) over the accumulation area. Gray squares represent areas where the model failed in computing the flux. The cliff through which fluxes are computed is exactly the same as described in Section 3.2 and depicted in Fig. 2. Also represented are all the flow lines ending on grid mid-points on an East–West transect just above the cliff (see text for their computation).

viewed at an even larger scale. Indeed, when considering the total flux along the two branches of the cliff as depicted in Fig. 4, various levels of smoothing gave about the same results with an annual flow of $0.404 \times 10^6 \text{ m}^3$ on the north–west section and $0.787 \times 10^6 \text{ m}^3$ on the north one, that is an estimated total flux across the cliff of about $1.191 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ year}^{-1}$. By accounting for uncertainties when reading stake emergence and for inaccuracies in the mass balance map parameterization as well as in the outlining of the drainage area, the overall error in mass balance has been estimated to $0.25 \text{ m w.e. year}^{-1}$, which represents 15% of the average net accumulation over the drainage area leading to the cliff. As for the errors due to the method assumptions (steady state glacier, flow along the steepest slope), they are difficult to assess but they should easily amount to at least 10% which leads to a discharge

value to within 25%, in other words $1.2 \pm 0.3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ year}^{-1}$. Finally, it should be noted that the cliff as outlined in the figure is less than the actual cliff (about 600 m wide) because it was restricted to what is considered as the active part (the one susceptible of triggering off avalanches).

4. Flux computation from surface velocity data

4.1. The surface velocity pattern

Positions of the stakes measured with a theodolite and an electronic distance meter from a fix point on the Aiguille du midi have been used for calculating surface velocities as reported in Table 1 and in Fig. 5, where the ice surface topography is also reported. The measurement period also started on the 11th of October 2001 but extended until September 2003. From the respective positions of the stakes along the principal direction of flow (North axis) velocity gradients in between the stakes have been computed and reported in the table. As can be seen, except between the last two stakes, similar gradients reveal a rather steady increase in velocity as the flow goes on, the slight variations being probably indicative of local changes in the flow pattern due to bedrock irregularities. Conversely, this velocity gradient significantly increases between the last two stakes without any major change in surface slope. This indicates that the last stake, which was initially placed already close to the cliff edge, undergoes an increase in velocity. It is well known that prior to collapsing, calving blocks are subject to an acceleration indicative of a destabilization process, a fact confirmed by several studies

Table 1
Measured velocity, position along the main direction of flow (North, Lambert coordinates), and corresponding velocity gradient for the same 7 stakes and for the same period as for Fig. 5

Stake no.	Velocity	Position	Gradient
1	38 m year^{-1}	104461 m	0.065 year^{-1}
2	55 m year^{-1}	104721 m	0.059 year^{-1}
3	66 m year^{-1}	104907 m	0.044 year^{-1}
4	71 m year^{-1}	105020 m	0.032 year^{-1}
5	76 m year^{-1}	105174 m	0.042 year^{-1}
6	80 m year^{-1}	105270 m	0.148 year^{-1}
7	91 m year^{-1}	105331 m	

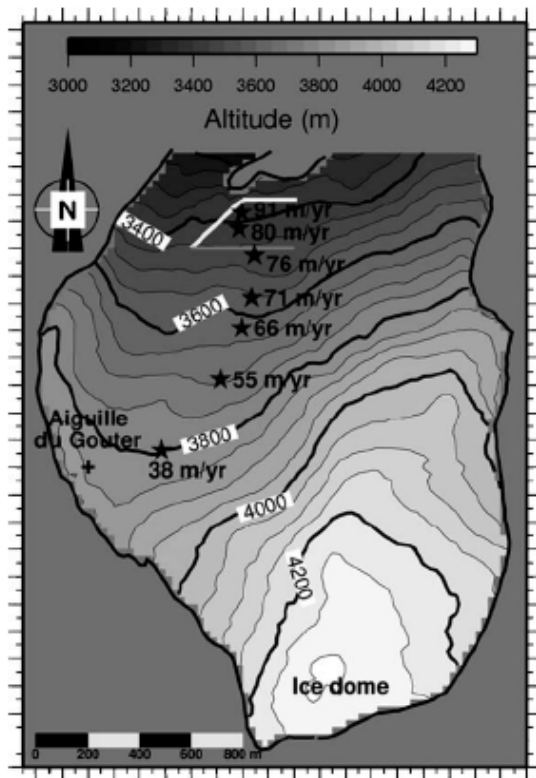


Fig. 5. Ice surface velocities from topographic tracking from the 11th of October 2001 to September 2003 of about the same stakes as for mass balance (except the highest one which is not visible from the geodetic stations). Stakes numbers increase according to the downward slope from No. 1 (the uppermost with a velocity of 38 m year^{-1}) to 7 (just above the cliff with a velocity of 91 m year^{-1}) as noted in Table 1. Ice surface topography has been added for information. Also depicted in gray is an East–West cross section referred to as the ‘backward section’ which presents an equivalent width with respect to flow to that of the two branches of the featured cliff and along which an average surface velocity of 78 m year^{-1} has been used (see text).

(Flotron, 1977; Iken, 1977). This acceleration is also visible from Fig. 6 where more detailed velocities along the main direction of flow over the last 150 m above the cliff but with more recent stakes (Nos. 18 and 20) are reported. The figure indicates that a significant increase takes place over at most the last 50 to 60 m (as shown by 20). The similar behaviors of the 2 stakes (small acceleration followed by a small deceleration) when they reached the point at around 80 m with a time lag of about 5 months confirms that there is no seasonal control on the process. As a consequence, this last value of 91 m year^{-1} (velocity stake number 7 in Table 1) might be misleading and not representative of a steady flow above the cliff. It

was therefore chosen to compute the flow across the gray east–west section roughly halfway between stakes 5 (76 m year^{-1}) and 6 (80 m year^{-1}) some 200 m upstream of the cliff edge (hereafter referred to as ‘backward section’) with an average velocity of 78 m year^{-1} . According to the flow line pattern, (as depicted in Fig. 4), the ice flux through the backward section (depicted in gray in Fig. 5) is about the same as that through the two-branch featured white cliff (except for the contribution of accumulation between these two sections which is negligible).

4.2. Mean velocity along the ice column

Because ice essentially deforms in shear at the bottom, flow velocities increase from the bedrock up to the surface. Given the flow properties of ice as expressed by a viscous power flow law (Glen, 1955), and assuming laminar flow for a parallel sided slab, it is possible to express the ratio of \bar{u} the velocity averaged over the ice thickness to u_s the surface velocity (Paterson, 1994, p. 252). In the case of a cold glacier frozen to its bed, this ratio only depends upon n the exponent factor in the flow law and amounts to 0.8 with the traditionally accepted value $n=3$. There are at least two good reasons to believe that the temperature at the base of the glacier is below the pressure melting point. Since basal melting

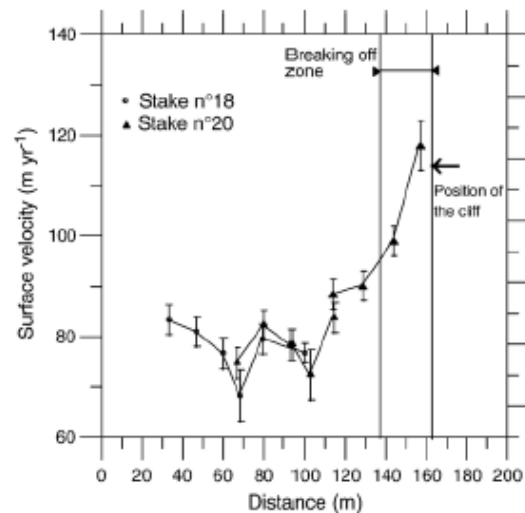


Fig. 6. Detail of the surface velocity profile along the main direction of flow near the cliff edge from the tracking of 2 or more recent stakes (from the 17th of September 2002 to the 16th of October 2003). The time shift in the small acceleration of stake 20 at around 80 m is of about 5 months thereby confirming that the distance along the flow is the factor controlling velocity and not the seasonality.

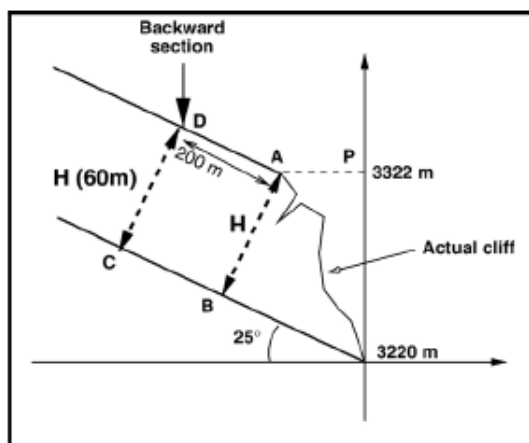


Fig. 7. Schematic side view of the cliff. The glacier is considered as a parallel-sided slab of thickness H over a ramp of slope 25° (estimated from the average upper slope of the glacier above the fall).

is assumed to be negligible, the bottom ice upstream of the cliff originates from the upper part of the accumulation zone at elevations above the 3500 to 3700-m limit above which firn temperature is negative in the Mont-Blanc area (Suter and Hoelzle, 2002). This is confirmed by the largely negative firn temperature of -13°C measured at the Dome du Gouter at 4300 m (Rado, unpublished). Secondly, from regular topographic surveys of the cliff geometry, it was noticed that the bottom of the cliff systematically remains the same (at least within the uncertainty of ± 3 m for this part of the cliff where the contrast is poor) while the upper part can move forward by several tens of meters from one survey to the other (Blanc, 2003). We will therefore use the vertically integrated velocity of $78 \times 0.8 = 62 \text{ m year}^{-1}$ over the entire ice column along the backward section between stakes 5 and 6.

4.3. Geometry of the problem

Having an average velocity value and a width over which it is assumed to apply (that of the backward section i.e. 400 m, see Fig. 5), the last unknown in order to compute a flux is the ice thickness along this section. Unfortunately, this kind of data is presently unavailable and would require lengthy radar, seismic sessions or borehole coring down to the bedrock.

The only assumption at our disposal therefore consists of extrapolating the ice thickness at the cliff 200 m inward underneath the backward section so as to reproduce the assumed parallel sided slab as shown

on the side view of Fig. 7. Again, such an approximation could be criticized for accurate flow computations but remains acceptable for the required level of accuracy (estimates) of the proposed calculations. The cliff height is deduced from the topographic surveys (Blanc, 2003) that is the upper and bottom altitudes of the cliff as described in Fig. 7. In some parts where the bottom of the cliff was not easily measurable, photographs taken from helicopter have been used instead. The side view of the figure can be considered as an average representation valid all over the width of the active parts of the two branches of the cliff. The main difference comes from the slope of the breaking surface which on the average leads to an upper lip retreat of about 30 m for the North–West part and about 75 m for the North one. Whichever this value (represented as distance AP on the figure), the thickness of the slab remains the same and is given by $H = \sqrt{AP^2 + OP^2} \times \sin[\pi/2 - 25 \times \pi/180 - \tan^{-1}(AP/OP)]$ that is a thickness of about 60 m. This thickness is then extrapolated back over the 400-m wide backward section where the previously deduced integrated velocity of 62 m year^{-1} applies. Under these assumptions, the net annual flux is obtained as $62 \text{ m year}^{-1} \times 400 \text{ m} \times 60 \text{ m}$ that is $1.488 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ year}^{-1}$, a value that agrees fairly well with that of $1.2 \times 10^6 \text{ m}^3$ previously obtained from mass balance measurements. Considering uncertainties of 10 m year^{-1} and 15 m for the surface velocity and cliff thickness, the total

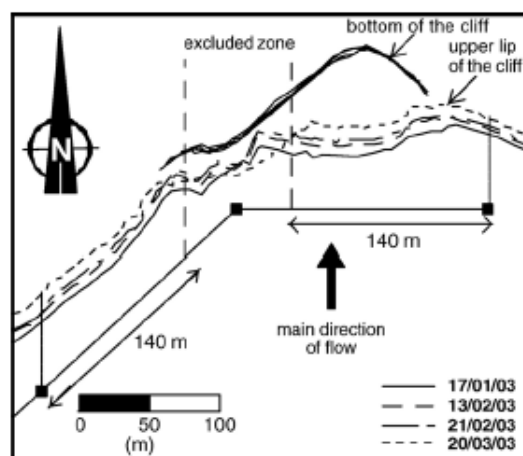


Fig. 8. Various cliff configurations seen from the top and corresponding to the four mentioned survey dates. The two 140-m legs are those along which average positions depicted in Fig. 9 are measured. During these 3 months, the figure clearly shows an almost uniform progression of the upper lip of the order of a decametre along each of the 2 legs, whereas the bottom of the cliff undergoes almost no change.

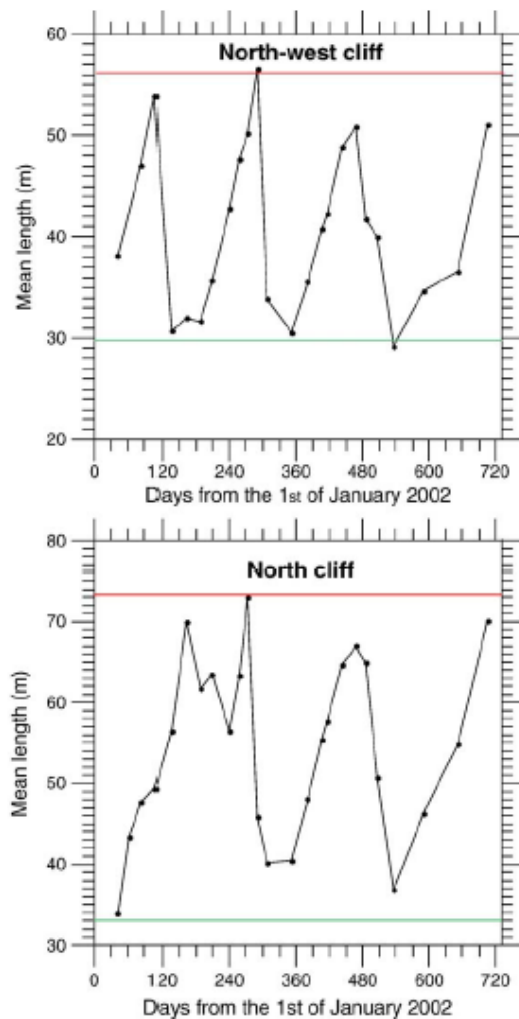


Fig. 9. Stepwise average position of the cliff upper lip as a function of time for 2 years (the time axis representing Julian days from the 1st of January 2002). The reference position roughly corresponds to the position of the featured cliff slightly backward of the actual upper edge as depicted in Fig. 8. The figure shows several steady progressions of the cliff average position up to about a threshold position (red line) after which the next position significantly recedes to a 'retreat' position (green line) indicating a major collapse. The similarity of these positions from one collapse to the other confirms similar volumes of falling ice. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

uncertainty on this flow value is now around $0.45 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ year}^{-1}$.

5. Ice cliff geometry through time

Precise topographic measurements of the cliff geometry were regularly carried out by targeting distinct points

of the breaking face under different angles with a theodolite and then applying an intersection method (see Blanc, 2003 for an explanation). These measurements performed every 3 to 4 weeks (see for instance the last 4 series of measurements in Fig. 8) served for computing average cliff positions ahead of each of the two segments of the cliff (as featured in Figs. 2, 4 and 5) as a function of time (and depicted in Fig. 9). More precisely, these average positions are computed with reference to the two 140-m long branches on each of the two legs of the cliff and exclude the central part (referred to as 'excluded zone' in Fig. 8) where the geometry is too complex as a result of frequent falls of small-sized blocks. Because of the discontinuous nature of the measurements (depicted as dots), interpretation of Fig. 9 is subject to caution, first because small events can be missed and secondly because extreme points are minimized (a collapse does not systematically follow right after the measurement of a maximum and similarly, neither does it systematically precede a measured minimum). However, several major collapses remain noticeable and systematically occur once the cliff edge reaches a threshold distance, which yields an interesting cyclic pattern. Our time series are now becoming long enough for inferring a characteristic period, at least for the North–West orientated cliff. From the figure, this period appears to be of 180 to 190 days. If it is now assumed that calving volumes are similar from one big collapse to the other and that the ice flow above the cliff is more or less constant, it becomes possible to independently infer this characteristic period (see below).

5.1. Calving volumes and characteristic periods

Calving volumes associated with these events can only be roughly assessed for several reasons. First, because extreme points are minimized (see above), the associated front average retreat is similarly minimized. Secondly, deriving a calving volume from the observed retreat requires to know the geometry of the breaking surface in depth (the surface area on the other hand can be rather precisely derived as the difference between the two appropriate cliff edge profiles, as shown in Fig. 8). However, from one cliff survey to the other, it appears that the bottom of the cliff (where observable) undergoes almost no displacements compared to the top, as can be seen in Fig. 8. This is in line with a glacier frozen to the bedrock as already suggested, with a velocity depth profile as proposed in Fig. 10. It then suggests a breaking surface more of the wedge type than one orthogonal to the ice upper surface or simply vertical. Moreover, if one assumes similar breaking geometries from one collapse

Appendix A. Area calculation of the gray triangle in Fig. 10

The required area can easily be computed as the area of the rectangle $ABCD$ and that of the triangle OAB minus that of the triangle OCD . Distance AD is $25/\cos(25^\circ)=27.6$ m which multiplied by H (60 m) gives an area of 1655 m^2 for the rectangle. Distance OA is easily obtained as $\sqrt{(3322 - 3220)^2 + 30^2}$ that is 106.3 m which makes OB 87.8 m and yields an area of 2633 m^2 for the triangle OAB . Last, added distances OB and BC (115.5 m) multiplied by H (60 m) and divided by 2 give an area of 3465 m^2 for OCD . It finally gives an area of 823 m^2 for the required triangle OAD .

References

- Blanc, R., 2003. Etude de la barre de séracs du glacier de Taconnaz. Mémoire d'écologie-ingénieur ESGT, Conservatoire National des Arts et Métiers.
- Budd, W.F., Warner, R.C., 1996. A computer scheme for rapid calculations of balance-flux distributions. *Ann. Glaciol.* 23, 21–27.
- Flotron, A., 1977. Movement studies on a hanging glacier in relation with an ice avalanche. *J. Glaciol.* 19 (81), 671–672.
- Glen, J.W., 1955. The creep of polycrystalline ice. *Proc. R. Soc. Lond., A* 228 (1175), 519–538.
- Haeberli, W., Alea, J.C., Müller, P., Funk, M., 1989. Assessing risks from glacier hazards in high mountain regions: some experiences in the Swiss Alps. *Ann. Glaciol.* 13.
- Hutter, K., 1983. Theoretical Glaciology; Material Science of Ice and the Mechanics of Glaciers and Ice Sheets. Reidel, Dordrecht, Netherlands. 510 pp.
- Iken, A., 1977. Movement of a large ice mass before breaking off. *J. Glaciol.* 19 (81), 595–605.
- Le Meur, E., Vincent, C., 2003. A two-dimensional shallow ice-flow model of Glacier de Saint Sorlin, France. *J. Glaciol.* 49 (167), 527–538.
- Lliboutry, L., 1974. Multivariate statistical analysis of glacier annual balances. *J. Glaciol.* 13 (69), 371–392.
- Lüthi, M., Funk, M., 1997. Wie stabil ist der Hängegletscher am Eiger? *Spektrum Wiss.* 5, 21–24.
- Paterson, W.S.B., 1994. The Physics of Glaciers, third edition. Elsevier, Oxford.
- Pralong, A., Funk, M., Lüthi, M., 2003. A description of crevasse formation using continuum damage mechanics. *Ann. Glaciol.* 37, 77–82.
- Rapin, F., 2001. Avalanche de Taconnaz du 11 février 1999. Cemagref internal report. 54 pp.
- Röthlisberger, H., 1977. Ice avalanches. *J. Glaciol.* 19 (81), 669–671.
- Suter, S., Hoelzle, M., 2002. Cold firn in the Mont Blanc and Monte Rosa areas, European Alps: spatial distribution and statistical models. *Ann. Glaciol.* 35, 9–18.
- Vallon, M., Vincent, C., Reynaud, L., 1998. Altitudinal gradient of mass-balance sensitivity to climatic change from 18 years of observations on glacier d'Argentières, France. *J. Glaciol.* 44 (146), 93–96.
- Vincent, C., 2002. Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances. *J. Geophys. Res.* 107 (D19), 4375. doi:10.1029/2001JD000832.
- Vincent, C., Vallon, M., Pinglot, F., Funk, M., Reynaud, L., 1997. Snow accumulation and ice flow at Dôme du Goûter (4300 m), Mont-Blanc, French Alps. *J. Glaciol.* 43 (145), 513–521.
- Vincent, C., Vallon, M., Reynaud, L., Le Meur, E., 2000. Dynamic behaviour analysis of glacier de Saint Sorlin, France, from 40 years of observations, 1957–97. *J. Glaciol.* 46 (154), 499–506.
- Vincent, C., Kappenberger, G., Valla, F., Funk, M., Le Meur, E., 2004. Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th century. *J. Geophys. Res.* 109 (D10104). doi:10.1029/2003JD003857.
- Weiss, J., 2004. Sub-critical crack propagation as a mechanism of crevasse formation and iceberg calving. *J. Glaciol.* 50 (168), 109–115.

V.3.2.4. Conclusions

Cette étude a permis de mettre en évidence les zones les plus actives de la chute de séracs de Taconnaz. Dans la région la plus active (rive gauche, environ 100 m de hauteur), le débit calculé à partir de 2 méthodes indépendantes est de 1.3 et 1.7 M m³/an, suivant la méthode de calcul. Les mesures détaillées des fluctuations de fronts du sérac en rive gauche (bords supérieurs de la falaise de glace) ont montré que 1°) les fluctuations sont comprises entre 2 limites d'avancée minimale et maximale, distantes de 25 m (courant A) et 40 m (courant B)., 2°) le risque de rupture de séracs très volumineux est d'autant plus élevé que le front est proche de la limite maximale. Ces limites sont désormais bien connues pour les courants A et B. Les volumes maximum de rupture à attendre des courants A et B ont été estimés à partir des relevés topographiques et photogrammétriques et sont d'environ 90 000 m³ et 310 000 m³ respectivement. Les séracs provenant du courant A sont probablement rapidement amortis par le glacier qui est situé, dans cette région, juste en contrebas de la falaise de glace. Au contraire, les séracs qui proviennent du courant B franchissent à l'aval de la falaise de glace une pente rocheuse très inclinée (60 degrés) de 50 m de long environ avant de s'écraser sur le glacier à l'aval. En rive droite, la chute de séracs est moins active (flux de glace moins élevé). Néanmoins, même si la croissance du glacier est moins rapide, l'événement du mois de mars 2003 a prouvé que le glacier est capable de vêler des masses de glace considérables (90 000 m³) dans cette région.

Les fluctuations de fronts des séracs semblent ainsi donner des informations pertinentes sur le risque de rupture d'un sérac volumineux, susceptible de déclencher une avalanche de neige plus à l'aval.

Un point délicat du risque lié aux chutes de séracs est de savoir quel est le volume de glace qui peut déclencher une avalanche de neige à l'aval de la chute de séracs. Cette question est à relier bien évidemment aux conditions du manteau neigeux. Néanmoins, on peut remarquer que, pour les deux derniers grands événements avalancheux (avalanches de 1988 et de 1999), les sondages dans le dépôt de l'avalanche avaient montré des proportions très importantes de glace (30 à 40 %) ; bien que ces observations ne concernent que deux événements, ceci tendrait à montrer que les grosses avalanches de neige qui atteignent le bas de la vallée sont déclenchées par des ruptures de séracs très conséquentes.

Outre les risques liés aux ruptures de séracs récurrentes, le glacier suspendu présente un autre risque lié à son régime thermique. Au début de l'année 2004, nous avons mentionné au SIVOM de la Haute Vallée de l'Arve que le glacier était probablement froid, par conséquent collé sur son lit rocheux, et qu'il pourrait être déstabilisé en cas de réchauffement jusqu'à la température de fusion (Vincent et al., 2003). Nous avons ainsi noté qu'il était nécessaire de faire des forages profonds et de mesurer les températures de la glace en profondeur. Pour des raisons de coûts, ces opérations n'ont pas pu avoir lieu avant 2008.

En 2008, nous avons proposé un programme d'observations du glacier de Taconnaz dans le cadre d'un programme européen Intereg dans lequel les partenaires locaux sont impliqués. Ce programme devrait voir le jour au début de l'année 2010. Nous avons réalisé quatre forages en juillet 2008, entre 75 et 110 m de profondeur, dans la partie supérieure du glacier. L'un de ces forages était situé à une centaine de mètres de la chute de séracs. Ces forages ont permis de déterminer les mesures de températures internes du glacier grâce à l'installation de chaîne de thermistances.

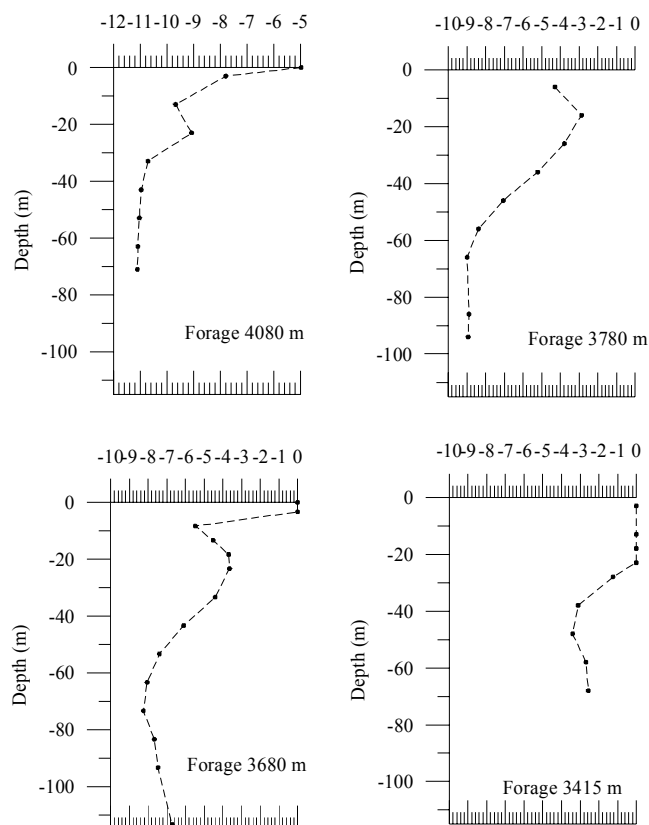


Figure 5.4: Températures du glacier de Taconnaz en profondeur, en août 2008. Tous les forages ont atteint le lit rocheux. Le forage à 3415 m d'altitude est à moins de 100 m de distance de la chute de séracs de Taconnaz.

Ces observations indiquent que, à proximité de la chute de séracs, la glace en profondeur a une température de -2.6°C , vers le lit rocheux. Elle est tempérée sur les premiers 20 mètres de la surface. Ces observations confirment nos préoccupations et nécessitent d'être étendues pour estimer la variation spatiale de ces températures.

Outre des forages supplémentaires, nous avons proposé de simuler l'évolution des températures internes du glacier dans le futur comme nous l'avons fait au Dôme du Goûter (Vincent et al., 2007), afin de savoir quand est ce que le glacier pourrait atteindre des conditions tempérées dans cette région. Contrairement au Dôme du Goûter pour lesquels les vitesses d'écoulement sont relativement faibles, il est nécessaire de prendre en compte, ici, l'advection horizontale qui doit jouer un rôle essentiel sur le régime thermique du glacier. Ces simulations seront en partie réalisées dans le cadre du programme européen ACQWA dans lequel nous avons proposé d'étudier le réchauffement des glaciers froids de haute altitude.

Parallèlement à cette recherche sur l'évolution du régime thermique, nous proposons de mettre en place un système de surveillance de la chute de séracs à l'aide d'une méthode photogrammétrique terrestre : des clichés quotidiens des Cosmiques devraient permettre de suivre l'évolution de la géométrie de la zone de séracs, d'estimer les volumes mis en jeu lors des ruptures de séracs, d'évaluer la fréquence des chutes, de suivre l'évolution des crevasses, de mesurer les vitesses d'écoulement et de localiser la ligne de rupture. Cette étude sera réalisée dans le cadre d'un programme européen Intereg « Glariskalp » soutenu aussi par les collectivités locales (SIVOM, Conseil Général, Conseil Régional).

V.4 LES POCHES D'EAU INTRAGLACIAIRES

V.4.1 La catastrophe de Tête Rousse en 1892

Dans la nuit du 12 juillet 1892, un torrent de boue dévasta une partie du hameau de Bionnay et les bains de Saint Gervais en faisant plus de 175 victimes. Les causes de la catastrophe ont été identifiées rapidement : le torrent de boue avait pour origine le glacier de Tête Rousse. Cette catastrophe a été décrite en détail par les ingénieurs des Eaux et Forêts (Mougin, 1904 ; Mougin et Bernard, 1922) et Joseph Vallot (Vallot et al., 1892 ; Vallot, 1894).



Figure 5.5 : Glacier de Tête Rousse, vu de la face de l'Aiguille du Goûter (Cliché C. Vincent)

Le glacier de Tête Rousse est situé sur le versant français du massif du Mont-Blanc en contrebas de l'Aiguille du Goûter. Il culmine vers 3300 m d'altitude et sa langue se termine dans le raide couloir du Bossonney, vers 3100 m. A la fin du 19^{ème} siècle, sa surface était de 10.3 hectares environ et elle a peu varié au cours du 20^{ème} siècle. Ce glacier est largement alimenté par les coulées de neige des pentes très raides qui dominent le glacier. La fonte estivale est assez intense à cette altitude et une bonne partie de la neige hivernale disparaît au cours de l'été.

Suite à la catastrophe, au cours de l'été 1892, trois campagnes de reconnaissance et d'exploration permettent de faire un état des lieux et une description détaillée du glacier et des cavités visibles. Joseph Vallot, A. Delebecque et L. Duparc en font une description minutieuse à partir de leurs observations du 19 juillet 1892 (Vallot et al., 1892). La partie frontale du glacier, au sommet du couloir Bossonney, avait été arrachée. Sur la paroi de glace du front arraché, d'environ 40 mètres de hauteur, une grande cavité était visible. Les observateurs décrivent une cavité de 40 mètres de diamètre et de 20 mètres de hauteur (voir article ci-après). Plusieurs indices montrent que la cavité était remplie d'eau. Joseph Vallot mentionne l'existence d'un seuil rocheux au pied du glacier. Le volume d'eau emprisonnée dans la cavité inférieure fut estimé à 20 000 m³. De cette cavité, deux chenaux internes sont identifiés mais un seul est accessible car l'autre est encombré de glace. Le chenal reconnu faisait 85 mètres de long et menait, vers l'amont, à une autre cavité de forme cylindrique, de section elliptique ayant 50 mètres comme grand axe et 27 m comme petit axe, à ciel ouvert, et de 35 à 40 mètres de profondeur. La galerie avait 3 mètres de hauteur au débouché de la cavité supérieure. Les auteurs remarquent, sur les parois de la cavité supérieure, la présence de couches de neige horizontales en surface sur une épaisseur de 5 à 10 mètres. En dessous de ces couches horizontales, ils mentionnent des strates fortement inclinées. Cette différence de stratification est très visible sur les clichés de l'époque (voir article ci-après). L'aspect de la

glace indique un contact prolongé avec l'eau et les observateurs en déduisent que la cavité avait été remplie d'eau jusqu'à la base des couches de neige horizontales. Les observateurs remarquent que le fond de la cavité est encombrée de blocs de glace et en déduisent qu'une voûte de glace s'est effondrée.

Le volume d'eau contenue dans la cavité supérieure est estimé à environ 80 000 m³. En tenant compte de la glace de la partie frontale arrachée, Mougin et Bernard estime un volume total de 200 000 m³ d'eau et de glace libérées.

Différentes hypothèses sur l'origine de cette poche d'eau ont été avancées, et comme nous pourrions le voir plus loin, aucune n'est vraiment satisfaisante.

En août 1893, la cavité inférieure ne fait plus que 1 mètre de hauteur alors qu'elle atteignait 20 mètres de hauteur en juillet 1892. En août 1894, la cavité inférieure est bouchée et un lac apparaît dans la cavité supérieure. En 1895, le lac de la cavité supérieure n'est plus visible de la surface et le trou est rempli aux trois-quarts par de la neige. En 1897, le trou de la cavité supérieure est entièrement comblé de neige. En 1898, l'emplacement de la cavité supérieure n'est plus visible. Cette même année, l'administration des Eaux et Forêts approuve un projet de galerie dressé par M. Kuss : il s'agit de creuser une galerie souterraine et intra-glaciaire jusqu'à l'emplacement de la cavité supérieure afin de vidanger l'eau qui pourrait s'accumuler dans le glacier. La galerie fut terminée en 1899 : elle faisait 63.80 mètres dans le rocher et se prolongeait de 50 mètres dans la glace.

Les ingénieurs des Eaux et Forêts remarquent alors la présence de grandes crevasses sur le glacier formées en 1899 et en 1901. Celle de 1899 n'a pas fait l'objet de sondages. Celle de 1901, située à 40 mètres de distance à l'aval de la cavité supérieure, était remplie d'eau et atteignait 40 mètres de profondeur et 50 mètres de long. Elle fait craindre la formation d'une nouvelle poche d'eau. La galerie déjà ouverte, plus en amont, n'aurait pas permis de la vidanger. Une nouvelle galerie est alors creusée dans le rocher en 1901. Elle fait 208 mètres dans le rocher en 1904. Les mineurs prolongent la galerie dans la glace et atteignent la crevasse le 28 juillet 1904. Elle se vidange, sans accident, en 4 heures de temps, avec un débit maximum estimé à 2 m³/seconde. Le volume écoulé, au total, fut estimé à 22 000 m³.

Depuis 1904, l'entretien de la galerie a été assuré chaque année par l'administration des Eaux et Forêts puis par le service de Restauration des Terrains en Montagne de l'Office National des Forêts. En 2007, le service du RTM s'interrogeait sur les risques liés à la formation d'une nouvelle poche d'eau glaciaire et la nécessité de poursuivre l'entretien de cette galerie. Nous nous sommes ainsi intéressés aux conditions de la formation de cette poche d'eau.

V.4.2 Objectifs de l'étude du glacier de Tête Rousse.

Notre étude concerne principalement l'origine de la cavité supérieure qui a conduit, en 1892, à la rupture de la langue glaciaire et à la vidange brutale. Les objectifs de cette étude sont : i) de ré-examiner les données, nombreuses et détaillées, réalisées à la suite de la catastrophe, ii) de ré-analyser cet événement à l'aide des observations réalisées en 2007 et qui concernent principalement des observations topographiques, des observations radar, des mesures de températures dans le glacier et des mesures de bilans de masse, iii) de proposer une nouvelle explication sur l'origine de la catastrophe. Le service du RTM nous avait commandé une étude en 2007 afin de répondre à des questions pratiques, en particulier i) celle de savoir s'il y avait nécessité de maintenir la galerie existante, ii) celle de savoir si l'accumulation d'eau à l'intérieur du glacier pouvait se reproduire aujourd'hui. Cette étude nous a donc amenés à examiner les conditions de la formation de la poche d'eau en 1892. Nos investigations nous ont conduits à une nouvelle hypothèse sur l'origine de la poche d'eau.

V.4.3 Analyse de l'origine de la catastrophe de Tête Rousse en 1892.

Origin of the outburst flood from Tete Rousse glacier in 1892 (Mont-Blanc area, France).

C. Vincent ⁽¹⁾, S. Garambois ⁽²⁾, E. Thibert ⁽³⁾, E. Lefèbvre⁽¹⁾, E. Le Meur ⁽¹⁾ and D. Six⁽¹⁾.

(1) Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, Saint Martin d'Hères, France, CNRS/ Université Joseph Fourier, Grenoble.

(2) Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Saint Martin d'Hères cedex, France, CNRS/ Université Joseph Fourier, Grenoble.

(3) UR ETGR Cemagref, Saint Martin d'Hères, France

Submitted to Journal of Glaciology in September 2009.

Abstract

Extensive field measurements and historical data have been used to re-analyse the origin of the outburst flood from Tete Rousse glacier. In 1892, the village of Saint-Gervais-Le Fayet (French Alps) was devastated by a water flood which caused 175 fatalities. The origin of this disaster was the rupture of an intraglacial cavity in Tete Rousse glacier. The estimated 200 000 m³ of water and ice that drained out of the glacier led to one of the deadliest catastrophes related to glacier hazards in the Alps. All previous studies have concluded that the intraglacial cavity was formed from a crevasse which was filled and enlarged by meltwater. The re-analysis presented here shows that the origin of the meltwater reservoir was more likely a supraglacial lake formed before 1878 during a period of negative mass balance. Following a period of positive mass balance after 1878, the lake was hidden until the outburst flood of 1892. For authorities in charge of future risks, this means that such hazards can be detected from the surface. However, the overall mechanism that releases such floods remains unclear and further studies are required before drawing firm conclusions.

1. Introduction

Outburst floods from water trapped within intraglacial cavities can lead to extreme discharge events (Haeberli, 1983, Mathews, 1963). In densely populated mountainous areas, such abrupt floods can have catastrophic consequences on life and property (Haeberli and others, 1989). Most observed outburst floods come from intraglacial cavities in Icelandic ice caps and are also referred to as jökulhlaups (Björnsson, 1998; Björnsson, 2002; Gudmundsson and others, 1997). These meltwater reservoirs result from a combination of pressure gradients, local topography and sometimes geothermal or hydrothermal heat (Björnsson, 1974; Nye, 1976). However, the initial excavation and intraglacial drainage processes remain unclear (Fountain and Walder, 1998; Roberts, 2005; Boon and Sharp, 2003). In the Alps, outburst floods from intraglacial cavities are not rare but generally lead to only small discharges causing little or no damage (<http://glaciorisk.grenoble.cemagref.fr>).

The outburst flood from the Tete Rousse glacier (Mont Blanc area), France, in 1892, was however one of the deadliest disasters ever caused by glaciers. Since that catastrophe, many surveys and costly investigations have been carried out to prevent similar disasters from occurring. However, the cause of the excavation and outburst flood remains unknown.

This study focuses on the origin of the reservoir that stored the meltwater within the Tete Rousse glacier. It is not intended to explain the hydromechanical opening of drainage pathways and the collapse of the tongue which led to the catastrophic outburst flood. The overall mechanism which releases such floods remains unclear.

In this paper, we will successively (i) review the historical data (ii) analyse this event from new field data and (iii) propose an explanation on the origin of the meltwater reservoir. Note that our explanation disagrees with the conclusions of past studies. Our study should help provide a better assessment of the risks related to this glacier.

2. Historical observations and investigations

During the night of 11 July, 1892, the village of Saint-Gervais-Le Fayet, 12 kms from the town of Chamonix in the French Alps, was devastated by a water flood which caused 175 fatalities and widespread damage to infrastructures. The flood swept away everything in its path and carried with it water, boulders, soil and mud. The flood produced about 800 000 m³ of sediment. The origin of this disaster was Tete Rousse glacier (Fig. 1). This glacier is located in the Mont-Blanc range of the French Alps (45°55' N, 6°57'E). The normal route to access Mont Blanc crosses this glacier. Its surface area was 0.08 km² in 2007. The glacier extends about 0.6 km westward from an elevation of about 3300 m at the upper bergschrund to 3100 m at the terminus.

Detailed descriptions were compiled and surveys of the glacier were carried out after the catastrophe during the summer of 1892 (Vallot and others, 1892). A part of the snout had been torn out of the glacier. At the glacier terminus, a large cavity 40 m in diameter and 20 m high was observed (Fig. 2). Vallot and others (1892) mentioned that bedrock formed a sill at the foot of this cavity, referred to as the “lower cavity”. They estimated that the volume of the cavity was 20 000 m³. An 85 m long intraglacial conduit led to this cavity from another cavity, referred to as the “the upper cavity”. The conduit was 3 meters high. The upper cavity had an elliptic shape, with a major axis of 50 m and a minor axis of 27 m. This cavity was open on top and 35-40 m deep. The volume of the upper cavity was estimated at 80 000 m³. Horizontal snow/ice layers with a thickness of 5 to 10 metres were observed on the walls of the upper cavity, close to the surface. Below, there were strong tilted ice layers (Fig. 3). The presence of the ice indicates that the upper cavity was filled with water up to the bottom of the horizontal layers. The bottom of the upper cavity was cluttered with ice blocks and bedrock was not visible. According to Vallot and others (1894), these ice blocks resulted from the englacial rupture of the water-filled vault. The total volume of ice and water drained out of the glacier was estimated at 200 000 m³ (Mougin and Bernard, 1905). In August, 1893, the lower cavity was only 1 m high. In August, 1894, this cavity was plugged and a lake appeared in the upper cavity. In 1895, the lake was not visible as this cavity was partly filled by snow. In 1897, the upper cavity was entirely covered and in 1898, it was not visible from the surface. In 1898, the authorities in charge of public safety (Les Eaux et Forêts administration) decided to drill a horizontal tunnel through the rock and ice in order to prevent water accumulation inside the glacier (Kuss, 1901). The tunnel was completed in 1899. It passed through 64 m of rock and 50 m of ice. The engineers reached the location of the former upper cavity which was identified by the change in structure from ice to firm. No water was found at this location. However, the engineers noticed that some large crevasses had formed at the surface of the glacier downstream of the former upper cavity. In 1901, a 50 m long crevasse filled with water was observed 40 m from the former cavity. From probes, the depth of the crevasse was estimated at 40 m. To prevent any risk of an outburst flood, it was decided to drain the water from this crevasse. A new tunnel was therefore drilled through the rocks and ice. This work was supervised by Les Eaux et Forêts. The miners reached the crevasse on the 28 July, 1904. The crevasse was drained within 4 hours. The maximum discharge was estimated at 2 m³/s and the volume of released water at 22 000 m³. This tunnel has been maintained until now by the RTM department (Restauration des Terrains en Montagne). It was supposed to prevent water accumulation close to the bedrock of the glacier. However, over the last 105 years, no

water has been drained through this tunnel. The necessity of maintaining the tunnel is therefore subject to question. In this respect, the important question concerns the origin of the meltwater reservoir of the upper cavity before July 1892. Until now, it has remained enigmatic.

3. New data

Additional field measurements were performed in 2007 (Vincent and others, 2008) to allow a new analysis of the risk of another outburst flood.

3.1 Thickness variations and cumulative mass balance between 1901 and 2007

Geodetic measurements were carried out in 1901 by engineers of Les Eaux et Forêts to produce a very accurate map from which a digital elevation model of the surface of the glacier was obtained (Mougin and Bernard, 1922). These geodetic measurements were likely accurate to within less than ± 20 cm. Two former geodetic marks were found close to the glacier and were used for the new topographic measurements in 2007. These measurements were performed by LGGE (Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, Grenoble) using a differential GPS method with an uncertainty of ± 0.05 m. From these data, it was therefore easy to compare the digital elevation models. The thickness variations between 1901 and 2007 are generally between 15 and 20 metres. The four measured cross-sections are shown in Figure 4. Topographic measurements had already been made in 1950 on the same cross-sections. The Digital Elevation Models (DEM) were constructed using Surfer software with a grid of 10x10m and a minimum curvature algorithm. The algorithm chosen for DEM construction has a weak impact on the calculated volume for the whole glacier (Thibert and others, 2008). The subtraction of the DEMs yields elevation variations that must be converted to water equivalent using the ice density, i.e. 900 kg m^{-3} . From these data, the long-term cumulative mass balance was obtained for the period between 1901 and 2007.

3.2 Bedrock topography

Ground Penetrating Radar has been successfully used on temperate glaciers to map bedrock geometry (Arcone and others, 1995) or to study the distribution of water in polythermal glaciers (for example, Moran and others, 2000; Murray and others, 1997; Irvine-Flynn and others, 2006, Barrett and others, 2008).

The bedrock topography of Tete Rousse glacier was determined from Ground Penetrating Radar data (GPR) using a 250 MHz shielded antenna connected to a RAMAC/GPR system (MALA Geosciences). This antenna proved to be satisfactory, providing high vertical resolution images of the glacier (wavelength of 68 cm for a glacier velocity of 17 cm/ns), with waves penetrating deep enough to reach the glacier/bedrock interface. GPR measurements were carried out on six cross-sections and two longitudinal sections with a spacing of 50 cm between measurements along a given section. In addition, Common Mid-Point (CMP) measurements were performed close to the centre of the glacier to obtain the velocity as a function of depth. For each profile, a classical data processing chain was applied (Davis and Annan, 1989) consisting in i) Direct Current suppressing, ii) [10-400 MHz] band-pass filtering, iii) static corrections (elevation), iv) velocity analysis, v) f-k migration, vi) time to depth conversion and vii) amplitude equalisation. Examples of time data and depth migrated data are given in Figure 5a and 5b respectively. The cross section shown in Figure 5 is very close (less than 30 m) to the cross section C shown in Figure 4 and Figure 6. On both radargrams, the direct wave corresponds to the glacier surface after static corrections were

applied. Figure 5a clearly shows the glacier/bedrock interface, which appears highly disturbed when referring to the presence of a large amount spread energy (scattering, reflectors) in the vicinity of this interface. A great deal of scattering also appears within the glacier, characterised by a large spatial variability. Scatter density is very high at the base of the glacier, particularly in the deepest area of the glacier and in a localised western part. In other regions, scattering is more sparsely present together with E-W dipping continuous events in the eastern part. An f-k time migration was performed using the Stolt algorithm (1978), which is a fast running and easy to implement migration method well adapted to dipping corrections when constant velocity is assumed (here $v=16.8$ cm/ns). The depth migrated profile is reported in Figure 5b, where scattering effects have been strongly attenuated by focusing scattering energy and dipping interfaces have been correctly relocated.

The amount of scattering clutter was definitely increased by the high-frequency antenna used in this study (Watts and England, 1976), which increases the detection power of small objects such as debris inclusions and englacial water. Despite the absence of clear out-of-plane reflections, interface geometry was difficult to determine on all profiles due to energy spreading. It could however be defined to within 1 to 3 m depending on the studied profiles and made it possible to obtain a pseudo-3D image of the topography of the bedrock topography as shown in Figure 4 and Figure 6. Scattering observed all along the interface may be due to the small-scale roughness of the interface geometry, the presence of till rocks and/or the fractures affecting the bedrock material .

3.3 Temperature measurements

The ice temperature was monitored by 5 thermistors with an accuracy of 0.1°C installed in five 7.90 to 11.90 m deep boreholes used for ablation stakes on 23 September, 2007 (Fig.4). The firn layers were 1.60 and 0.90 m thick at the upper boreholes. The other sites were free of firn. Two other thermistors were set up in ice at the base of the glacier close to the bedrock, accessed through the tunnel drilled in the rock in 1904. Temperatures were obtained 2 weeks after drilling completion on 2 October, 2007 and again 11 months later on 9 September, 2008 in the same boreholes. These borehole temperatures were consistent ($\pm 0.1^{\circ}\text{C}$). Table 1 shows all the ice temperature measurements. The basal temperatures measured in the tunnel were both around -2.5°C . The 12 m deep borehole temperatures reveal a striking temperature gradient, with warmer englacial temperatures in the upper part of the glacier. This gradient is likely related to the snow accumulation pattern on this glacier. However, proper heat flow modelling would be required for a thorough interpretation of these data (Vincent and others, 2007). Although these data are sparse, it indicates that the glacier is likely cold on most of its area. This conclusion conflicts with ice temperature measurements carried out at the beginning of the 20th century. Indeed, from ice temperature measurements performed between 1901 and 1903, Mougins (1904) and Mougins and Bernard (1905) concluded that this glacier was temperate. These measurements were carried out at two locations, 15 m and 20 m below the surface, in the ice tunnel dug in 1899. Given that these measurements were performed with calibrated instruments ($\pm 0.1^{\circ}\text{C}$), there is no objective reason to doubt their accuracy. Note however that these measurements were made in the upper half of the glacier. These results will be discussed below in the Discussion section.

3.4 Ice flow measurements.

The surface ice-flow velocities were measured at the end of the ablation season in 2007 and 2009 (September) from five ablation stake displacements on a longitudinal section of the glacier. These measurements were made using a differential GPS method and are known with

an uncertainty of $\pm 0.10 \text{ m a}^{-1}$. The ice flow velocities range from 0.4 to 0.6 m a^{-1} . In addition, many ice flow velocities measurements were carried out between 1901 and 1903 on the four cross sections shown in Figure 4 (Mougin, 1922). The displacement of 10 to 20 painted stones were measured using topographic methods (theodolite surveys). These ice flow velocities range from 0.2 close to the edge of the glacier to 1.1 m a^{-1} at the centre. Although our 2007/2009 data do not allow a detailed comparison with the data obtained between 1901 and 1903, it does suggest that the ice flow velocity of this glacier is low and has not changed a great deal over the last century

3.4 Surface mass balance measurements.

Winter and summer surface mass balances were obtained from measurements performed on 2 October, 2007, 7 May, 2008 and 9 September, 2008 from drilling cores and the five ablation stakes. The winter mass balance was $+0.83 \text{ m w.e.}$ and the summer mass balance -1.41 m w.e. In addition, accumulation and ablation measurements were carried out between 1901 and 1903 from stakes and pits. The winter mass balances were $+0.42$ and $+0.39 \text{ m w.e.}$ in 1901/1902 and 1902/1903 respectively. The summer mass balances were -0.50 and -0.64 m w.e. in 1901/1902 and 1902/1903 respectively (Mougin and Bernard, 1922; Eaux et Forêts, 1913).

4 Analysis of the origin of the outburst flood

4.1 Previous analysis

According to Vallot and others (1892) and Vallot (1894), the englacial cavities were the result of crevasses that became filled with meltwater. Following the disaster, these authors mentioned that they observed several large crevasses which were larger in depth. Nine years after the catastrophe, in 1901, Mougin and Bernard (1922) confirmed the existence of such crevasses. In the vicinity of the former upper cavity, they observed a 50 m long crevasse with a width of 1 m at the surface and 4 m at a depth of 2 m . Below, the walls were parallel down to a depth of 30 m and then widened down to a depth of 40 m . The volume of this crevasse was estimated at $20\,000 \text{ m}^3$. The shape of these crevasses was believed to be the consequence of the concave bedrock topography. Vallot and others (1892) reported a sill in the bedrock at the terminus, at the foot of the lower cavity (Fig. 7a). This sill implies a concave shape in the bedrock upstream. For this reason, Vallot and others (1892) assumed there was a similar sill upstream which was believed to be the origin of the upper cavity (Fig 7a). However, they could not check this assumption as they were not able to measure the bedrock topography. According to Vallot (1894), the lower cavity resulted from a former cavity formed at the location of the upper cavity and which had moved downstream with the ice-flow. Assuming ice-flow velocities of $2\text{--}3 \text{ m a}^{-1}$, which had not yet been measured, Vallot (1894) concluded that more than 50 years were required to reach the terminus of the glacier located 140 m from the upper cavity. Finally, he assumed that the englacial rupture of the water-filled vault in the upper cavity triggered a high water pressure leading to the opening of drainage pathways, the breaking off of the snout and the abrupt release of water from this glacier.

Many of these assumptions are questionable. First, our radar measurements do not reveal any marked concave shape of the bedrock (Fig. 4 and 7b). Consequently, the assumption made by Vallot (1894) concerning the opening of the deeper part of the crevasse due to the concave shape of the bedrock is not supported by our measurements. Secondly, the topographic measurements performed between 1901 and 1903 reveal low surface ice-flow velocities of around 1.1 m a^{-1} at the center of the glacier. Additional ice flow measurements between 1903

and 1950 (Chaumeton, 1950) show similar results. As mentioned above, the horizontal ice-flow velocity was 0.6 m a^{-1} at the center of the glacier between 2007 and 2009. All these results indicate that extending flow in the horizontal directions are small and cannot lead to the opening of large crevasses. As discussed in Section 5, the large crevasses observed by Vallot and others (1892) and their shapes could be related to changes in ice flow dynamics after the outburst flood. Thirdly, Vallot and others (1892) supposed that the crevasse that was the origin of the upper cavity had been enlarged by wall melting by water coming from surface melting. However, the water coming from surface melting would have been cold, close to 0°C (Isenko and others, 2005). Consequently, the thermal energy in the water transferred to the ice for melting would have been very low and not sufficient to have a large impact on the enlargement of a crevasse. Assuming that all of the thermal energy released within the water was used to melt the ice and that the water temperature was 1°C , the volume of melted ice would be 250 m^3 for $20\,000 \text{ m}^3$ of water. The energy brought by water from surface melting is therefore not sufficient to cause crevasse enlargement and the formation of a large englacial meltwater reservoir as supposed by Vallot and others (1892).

4.2 New analysis.

We propose here a new explanation for the origin of the meltwater reservoir. Looking closely at Figure 3, we note that the surface layers are very different than the deep ice layers. The surface layers are horizontal whereas the underlying ice layers are strongly tilted. The surface layers seem to correspond to recent accumulation and the deep ice layers to old ice coming from upstream, bent by the ice flow. In order to confirm this, the mass balance of this glacier was reconstructed for a period beginning before 1892 using meteorological data with a degree-day model and taking into account the change in the surface area of the glaciers (Vincent, 2002). Several meteorological data sets were used to reconstruct the mass balance of this glacier. First, homogenised temperature (45°N ; 6°E) (Böhm and others, 2001) and precipitation (Auer and others, 2007) data were used to reconstruct the mass balance of Tête Rousse glacier between 1810 and 1998. Then, Lyon temperature and Besse precipitation data were used to reconstruct the mass balance between 1907 and 2007. Mass balance values were calculated for each elevation interval (50 m). The two reconstructed cumulative specific net balances are shown in Figure 8. Surface area changes were taken into account using the maps mentioned above. The overall trend between 1901 and 2007 is constrained by glacier volume variations deduced from the 1901 map and geodetic measurements performed in 2007. In this way, reconstructed and observed glaciological mass balances have been combined, as proposed by Thibert and Vincent (2009), so that the cumulative mass balances between 1901 and 2007 match volumetric mass balances from geodetic measurements. First, the reconstruction from Lyon temperature and Besse precipitation was adjusted to the volumetric mass balance measured between 1901 and 2007. However, meteorological data for Lyon and Besse are available only since 1907. Between 1901 and 1907, we assume that the mass balance is close to zero. This assumption is partly supported by Les Eaux et Forêts field measurements which show that the glacier mass balance is close to zero between 1901 and 1903 (Mougin and Bernard, 1922). Our assumption could lead to an uncertainty of 2 or 3 m w.e. on the origin of cumulative mass balance curve in 1907. Secondly, the reconstruction from homogenised data (1810-1998) has been adjusted to geodetic measurements made in 1901 and the reconstructed cumulative mass balance of 1998 obtained previously. In addition, the net mass balance of Argentière glacier, located 15 km away, was used to check the shape of the cumulative mass balance curve over the last three decades. In this way, the specific cumulative net balance of Argentière glacier is reported in Figure 8, removing $0.12 \text{ m w.e. a}^{-1}$, to adjust the cumulative mass balance between 1977 and 2007. These data show that i) the

reconstructed values agree roughly with volume variations obtained from geodetic measurements in 1950 and ii) both reconstructions show an overall agreement. Consequently, these reconstructions can be used to assess the surface mass balance of this glacier.

The reconstructed cumulative mass balance of this glacier shows a positive trend between 1878 and 1892. This positive mass balance is confirmed by the general extension of glaciers (Vincent and others, 2005; Grove, 1988) as deduced from length observations at the end of the 19th century. The length fluctuations of the Bossons glacier (Mont Blanc area), 3.5 km from Tête Rousse glacier, reveal a clear advance of 366 m between 1878 and 1892 (Vincent and others, 2005). Although these length variations cannot be directly interpreted in terms of climate change, it has been shown (Martin, 1977; Reynaud, 1984) that this glacier has a very short response time and that these snout fluctuations are closely related to cumulative mass balance variations. Consequently, the advance of this glacier must be caused by a period of positive mass balance. From these observations and from the reconstruction, we can conclude that the mass balances of Tête Rousse glacier were very likely positive between 1878 and 1892.

In addition, the surface mass balance has been reconstructed between 1850 and 1910 using the same method at the elevation of the upper cavity. Consequently, for this calculation, the surface change of the glacier is not taken into account. As expected from previous results, the cumulative mass balance shows a positive trend between 1878 and 1892, although mass balances were negative in 1879/80, 1880/81, 1883/84 and 1884/85. Conversely, the mass balance was strongly negative over the previous decade i.e. between 1867 and 1878. This reconstruction confirms our assumption according to that the surface horizontal layers seen in Figure 3 correspond to positive mass balance between 1877 and 1892. In addition, according to field observations by Vallot and others (1892), the appearance of ice in the upper cavity reveals that the deep ice layers were in contact with water and that the cavity was very likely filled with water up to the bottom of the horizontal layers before the outburst flood.

These results and observations lead to the conclusion that the origin of the water reservoir was very likely a supraglacial lake formed before 1878, during the period of negative mass balance. Over this period, the surface of the lake was frozen in winter and covered by snow. During summer, the lake was free of ice and warmed under the influence of solar radiation and air temperature. In addition, the warming was strengthened by thermal convection. The lake was therefore enlarged by the ice melted by energy from solar radiation. Recent studies on the supraglacial lake of Rochemelon have shown that the melting of ice can reach 15 cm per day during summer over the edge of the lake (Vincent and others, in press). During the winter of 1878-1879, the lake was covered by an ice layer, like each winter. It was covered by snow accumulation but this snow layer did not melt during the summer of 1879. Given that the mean surface mass balance was positive between 1878 and 1892, the lake was hidden from the surface until the outburst flood of 1892.

5 Discussions

The explanations concerning the origin of the upper cavity do not explain how the water penetrated the glacier through an englacial conduit and formed another cavity close to the terminus. This topic will be dealt with here although no firm conclusions may be drawn. The overall mechanism that releases a flood from a supraglacial lake appears to be a combination of a hydraulic pressure gradient, local topography, ice fracturing and ice temperature (Nye, 1976; Björnsson, 1974; Sturm and Benson, 1985; Boon and Sharp, 2003). The mechanisms involved in penetration are not well understood. The supraglacial lakes drain in response to the hydromechanical opening of drainage pathways (Roberts, 2005). Observations from a sub-temperate glacier on Ellesmere Island suggest that the penetration mechanism may involve

water-pressure-induced ice fracturing (Boon and Sharp, 2003). In the case of Tête Rousse glacier in 1892, the water level in the upper cavity was close to $3167 \text{ m} \pm 3 \text{ m}$. The elevation of the englacial conduit entrance was close to $3132 \pm 3 \text{ m}$ which means that the hydrostatic water pressure there was $3.5 \pm 0.6 \text{ bar}$. Taking into account the uncertainty concerning the snow layer thickness at the surface of the glacier, the ice pressure was $3.6 \pm 0.2 \text{ bar}$ at this point. This suggests that the hydrostatic water pressure was close to the ice pressure, not sufficient alone to excavate a tunnel in the glacier (Van der Veen, 1998) but sufficient to maintain a conduit open. The opening of the englacial conduit remains unclear and is likely related to fractures allowing floodwater to race toward the fracture tip with each successive split (Roberts, 2005; Fountain and others, 2005). It also suggests that ice was temperate in the vicinity of the conduit, given that it seems unlikely that water entering small cracks can carry or generate enough heat to develop a conduit within cold ice (Paterson, 1994, p. 125).

As the englacial conduit opening and water coming from surface melting, the water level has been increasing which, in turn, increased the water pressure. As the excavation of the tunnel advanced down the glacier, the height of the water above the front of the tunnel increased, thereby increasing the hydrostatic pressure and possibly explaining the funnel-shape of the conduit.

The lower cavity must have been watertight. Otherwise, the water would have been released through a crevasse or from the terminus through a subglacial conduit. Given that the bottom of the lower cavity was bedrock, the tongue must have been frozen to the bedrock and consequently cold. The cause of the breaking of the terminus remains unclear. Two possible origins can be considered. First, the terminus of the glacier could have been broken by the thinning of the ice above the lower cavity. The terminus would have collapsed due to the resulting water pressure. Another possibility could be related to the change in thermal conditions. Due to ice warming, the tongue may have become temperate and the water released through a subglacial conduit. In this case, the release mechanism involves lifting the ice off of a critical seal (Sturm and Benson, 1985; Roberts, 2005; Sugiyama and others, 2008), resulting in collapse of the terminus.

In any case, we believe that the terminus of the glacier was cold before 1892, forming a watertight cavity in contact with the bedrock.

According to ice temperature measurements performed in 1901, the glacier was temperate. Our measurements performed in 2007 revealed that the glacier is cold. This suggests that the thermal conditions of this glacier can change depending on the surface energy fluxes, accumulation rate and ice thickness. The mass balance reconstruction (Fig. 9) shows that mass balance was on the average positive between 1878 and 1892. Given that ice temperature depends strongly on the thickness of the snow layer on the glacier (Paterson, 1994, p.209), these positive mass balance would have lead progressively to temperate conditions between 1878 and 1892. Numerical modelling of heat transfer in the past will be required to confirm this possibility.

In addition, the collapse of the terminus and the outburst flood likely changed the ice flow dynamics. The outburst flood very likely reduced basal shear traction close to the terminus, resulting in local acceleration of the ice flow (Iken and others, 1983; Kamb and Engelhardt, 1987; Kavanaugh and Clarke, 2001). This would increase the longitudinal velocity gradient and the tensile stress in the vicinity of the tongue of the glacier, resulting in crevasse widening. This could explain the large crevasses found downstream of the upper cavity after the disaster.

6. Conclusions

We have taken a new look at the origin of the meltwater reservoir in the upper cavity. Vallot and others (1892) assumed that this reservoir resulted from a crevasse filled by water coming from surface ice melting. However, the assumption concerning the opening of the crevasse at depth by the concave shape of the bedrock surface is not supported by our measurements. In addition, the energy brought by water from surface melting is too low to enlarge a crevasse up to 80 000 m³.

From mass balance reconstruction and surface layer inspection of the upper cavity, we conclude that the surface layers correspond to a positive mass balance between 1878 and 1892 whereas the surface mass balance was strongly negative over the previous decade. In addition, according to field observations after the outburst flood, the upper cavity was filled with water up to the bottom of the surface layers. All these results and observations tend to conclude that the origin of the upper cavity was very likely a supraglacial lake. Before 1878, this glacier was not popular and this lake could have gone unnoticed. If this was the case, it would mean that this hazard could have been easily detected from the surface.

This conclusion could be very important for the authorities in charge of the potential risk of an outburst flood from Tête Rousse glacier. Unfortunately, we have not found any pictures or reports of this glacier over the period 1867-1878. In the future, a thorough historical search for the existence of a potential supraglacial lake before 1878 is required. No firm conclusion can be drawn without this proof.

The mechanisms by which the water penetrated into the glacier to form an englacial conduit and the lower cavity, finally leading to the breaking of the terminus remains unclear. The collapse could be related to a change in the thermal conditions of the glacier. Our measurements reveal that the glacier was cold in 2007, although it was temperate at the beginning of the 20th Century. These data show that the thermal conditions can change with time. In the future, we propose to study the temperature distribution of this glacier in the past from a heat transfer model using meteorological data and mass balance reconstruction. This could provide information on the temperature of the ice in the vicinity of the terminus in 1892.

Acknowledgements: The authors would like to thank all those who have taken part in collecting the field measurements on the Tete Rousse glacier. This study has been funded by Le Service de Restauration des Terrains en Montagne (RTM) of Haute Savoie (France) and by the town of Saint Gervais (France). The authors would like to thank R. Böhm and his team for the homogenised meteorological data. We thank N. Karr and V. Tairraz for their relevant advice and for taking part in the collection of the field measurements.

References

Eaux et Forêts, 1913. Documents des Eaux et Forêts des relevés de 1901, 1902, 1903, 1910, 1911, 1912 et 1913, archivés au Service du Restauration des Terrains de Montagne de Haute Savoie. Annecy.

Arcone S. A., Lawson D. E. and Delaney A. J. 1995. Short-pulse radar wavelet recovery and resolution of dielectric contrasts within englacial and basal ice of Matanuska Glacier, Alaska, U.S.A. *J. Glaciol.*, 41(137): 68–86.

Auer, I., R. Böhm, A. Jurković, W. Lipa, A. Orlik, R. Potzmann, W. Schöner, M. Ungersbeck, C. Matulla, K. Briffa, P. Jones, D. Efthymiadis, M. Brunetti, T. Nanni, M. Maugeri, L. Mercalli, O. Mestre, J.-M. Moisselin, M. Begert, G. Müller-Westermeier, V. Kveton, O. Bochnicek, P. Stastny, M. Lapin, S. Szalai, T. Szentimrey, T. Cegnar, M. Dolinar, M. Gajic-

- Capka, K. Zaninovic, Z. Majstorovic, and E. Nieplova. 2007. HISTALP - historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region, *International Journal of Climatology*, **27**(1), 17-4166, doi:10.1002/joc.1377.
- Barrett, B. E., T. Murray, R. Clark, and K. Matsuoka. 2008. Distribution and character of water in a surge-type glacier revealed by multifrequency and multipolarization ground-penetrating radar, *J. Geophys. Res.*, 113, F04011, doi:10.1029/2007JF000972.
- Björnsson, H. 1974. Explanation of Jökulhlaups from Grimsvötn, Vatnajökull, Iceland, *Jökull*, 24, 1-26.
- Björnsson, H. 1998. Hydrological characteristics of the drainage system beneath a surging glacier. *Nature*, 395, 771-774.
- Björnsson, H. 2002. Subglacial lakes and jökulhlaups in Iceland. *Global and Planetary Change*, 35(3-4), 255-271.
- Böhm, R., I. Auer, M. Brunetti, M. Maugeri, T. Nanni and W. Schöner. 2001. Regional temperature variability in the European Alps 1760-1998, *Int. J. Climatol.*, 21, 1779-1801.
- Boon, S., and M. Sharp. 2003. The role of hydrologically-driven ice fracture in drainage system evolution on an Arctic glacier, *Geophys. Res. Lett.*, 30(18), 1916, doi:10.1029/2003GL018034.
- Chaumeton, P. 1950. Glacier de Tête Rousse, Levés topographiques, rapport technique pour les Eaux et Forêts.
- Davis, J. L., and A. P. Annan. 1989. Ground penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, **37**, 531-551.
- Fountain, A.G. and J.S. Walder. 1998. Water flow through temperate glaciers. *Rev. Geophys.*, 36, 3, 299-328.
- Fountain, A. G., R.W. Jacobel, R. Schlichting and P. Janson. 2005. Fractures as the main pathways of water flow in temperate glaciers. *Nature*, 433, 618-620.
- Grove, J.M. , *The Little Ice Age*, Methuen and Co. Ltd, London, 1988.
- Gudmunsson, M.T., F. Sigmundsson and H. Björnsson. 1997. Ice-volcano interaction of the 1996 Gjalp subglacial eruption, Vatnajökull, Iceland, *Nature*, 389, 954-957.
- Haeberli, W. 1983. Frequency and characteristics of glacier floods in the Swiss Alps. *Ann. Glaciol.*, 4, 85-90.
- Haeberli, W., J.C. Alean, P. Müller and M. Funk. 1989. Assessing risks from glacier hazards in high mountain regions: some experiences in the Swiss Alps. *Ann. Glaciol.*, 13, 93-102.
- Iken, A., H. Röthlisberger, A. Flotron and W. Haeberli. 1983. The uplift of Unteraargletscher at the beginning of the melt season – A consequence of water storage at the bed ?, *J. Glaciol.*, 29, 28-47.

Irvine-Fynn, T. D. L., B. J. Moorman, J. L. M. Williams, and F. S. A. Walter. 2006. Seasonal changes in ground-penetrating radar signature observed at a polythermal glacier, Bylot Island, Canada, *Earth Surf. Processes Landforms*, 31, 892– 909.

Isenko, E. R. Naruse and B. Mavlyudov. 2005. Water temperature in englacial and supraglacial channels: Change along the flow and contribution to ice melting on the channel wall. *Cold Regions Science and Technology*. 42. 53-62.

Kamb, B., and H. Engelhardt. 1987. Waves of accelerated motion in a glacier approaching surge : The mini-surges of Variegated Glacier, Alaska, U.S.A., *J. Glaciol.*, 33, 27-46.

Kavanaugh, J. L. and G. K. C. Clarke. 2001. Abrupt glacier motion and reorganization of basal shear stress following the establishment of a connected drainage system. *J. Glaciol.*, 47, 472-480.

Kuss, M. 1901. La restauration et la conservation des terrains en montagnes et les torrents glaciaires. *Congrès international de l'alpinisme du 11 au 15 août 1900*, Imprimerie Daix Frères.

Martin, S. 1977. Analyse et reconstitution de la série des bilans annuels du glacier de Sarennes, sa relation avec les fluctuations du niveau de trois glaciers du Massif du Mont Blanc (Bossons, Argentière, Mer de Glace), *Z. Gletscherkd. Glazialgeol*, 13, 127-153.

Mathews, W. H. 1963. Discharge of a glacier stream. *IASH*. 63, 290-300.

Moran, M. L., Greenfield, R. J., and Arcone, S. A. 2000. Delineation of a complexly dipping temperate glacier bed using short-pulse radar arrays. *J. Glaciol.*, **46**, 274–286.

Mougin, P. 1904. Glacier de Tête Rousse. *Revue Le Génie Civil*, Tome XLVI, n°2, 1170, 12 novembre 1904.

Mougin, P. and C. Bernard. 1922. Etude sur le glacier de Tête Rousse, *Etudes glaciologiques*, Imprimerie Nationale, Tome IV.

Mougin, P. and C. Bernard. 1905. Etudes exécutées au glacier de Tête Rousse, *Annales de l'Observatoire du Mont-Blanc. Joseph Vallot*, Tome VI.

Murray, T., Gooch, D.L. and Stuart, G.W., 1997. Structures within the surge front at Bakaninbreen Svalbard, using ground-penetrating radar. *Ann. Glaciol.* 24, pp. 122–129.

Nye, J.F. 1976. Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels and veins. *J. of Glaciol.*, 17 (76), 181-207.

Paterson, W. S. B., 1994. *The Physics of Glaciers*. Third edition, Elsevier, New York.

Reynaud, L. 1984. European Glaciological data and their relation with the climate, *New Perspectives in Climate Modelling*, Elsevier Science Publishers B.V., edited by A.L Berger, C. Nicolis, Amsterdam, 47-60.

Roberts, M. J. 2005. Jökulhlaups: a reassessment of floodwater flow through glaciers. *Rev. Geophys.*, 43, RG1002, doi:10.1029/2003RG000147.

Stolt, R. H. 1978. Migration by Fourier transform. *Geophysics*, 43, no. 1, 23–48.

Sturm, M. and C. S. Benson. 1985. history of jökulhlaups from Strandline Lake, Alaska, U.S.A., *J. Glaciol.*, 31, 272-280.

Sugiyama, S., A. Bauder, M. Huss, P. Riesen and M. Funk. 2008. Triggering and drainage mechanisms of the 2004 glacier-dammed lake outburst in Gornergletscher, Switzerland. *J. of Geophys. Res.*, 113, F04019, doi:10.1029/2007/JF000920.

Thibert E., R. Blanc, C. Vincent and N. Eckert. 2008. Glaciological and volumetric mass balance measurements: error analysis over 51 years for Glacier de Sarennes, French Alps. *J. of Glaciol.*, 54 (186), 522-532.

Thibert E and C. Vincent. 2009. Best possible estimation of mass balance combining glaciological and geodetic methods. *Ann. Glaciol.*, 50 (50), 112-118.

Van der Veen, C. J. 1998. Fracture mechanics approach to penetration of surface crevasses on glaciers, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 27, 31-47.

Vallot, J., A. Delebecque and L. Duparc. 1892. Sur la catastrophe de Saint Gervais. Archives des Sciences physiques et naturelles, Troisième période, T.XXVIII.

Vallot, J. 1894. Compte-rendu analytique de la catastrophe de Saint Gervais, Conseil Général de la Haute Savoie, Séance du 2 avril 1894.

Vincent, C. 2002. Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances, *J. Geophys. Res.*, 107 (D19), 4375, doi:10.1029/2001JD000832.

Vincent, C., G. Kappenberger, F. Valla, A. Bauder, M. Funk, and E. Le Meur. 2004. Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th Century, *J. Geophys. Res.*, 109, D10104, doi:10.1029/2003JD003857.

Vincent, C., E. Le Meur, D. Six and M. Funk. 2005. Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps. *Geophys. Res. Lett.*, 32, LXXXXX, doi:10.1029/2005GL022552, 13 May 2005.

Vincent ,C., E. Le Meur , D. Six , P. Possenti, E. Lefebvre and M. Funk . Climate warming revealed by englacial temperatures at Col du Dôme (4250 m, Mont Blanc area). 2007. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L16502, doi:10.1029/2007GL029933

Vincent, C., S. Garambois, E. Le Meur, E. Thibert and E. Lefebvre. 2008. Contribution à l'étude du glacier de Tete Rousse à partir de la campagne d'observation de 2007. Report to the Department of RTM (Restauration des Terrains en Montagne).

Vincent, C., S. Auclair, E. Le Meur. Outburst flood hazard for glacier-dammed Rochemelon lake (France). *J. of Glaciol.*, in press.

Watts, R. D., and England, A. W. 1976. Radio-echo sounding of temperate glaciers: Ice properties and sounder design criteria. *J. Glaciol.*, 17, 39–48.

Table 1. Temperature measurements in boreholes.

Elevation, location	Borehole depth (m)	Temperature (°C)	Observations
3199 m	11.65	-1.3	1.60 m of firn
3189 m	11.50	-1.9	0.90 m of firn
3181 m	11.70	-2.0	No firn
3170 m	11.90	-2.35	No firn
3150 m	7.90	-2.6	No firn
Bedrock	2.5 m	-2.55	Inside the tunnel
Bedrock	3.55 m	-2.5	Inside the tunnel



Figure 1: Overview of the glacier

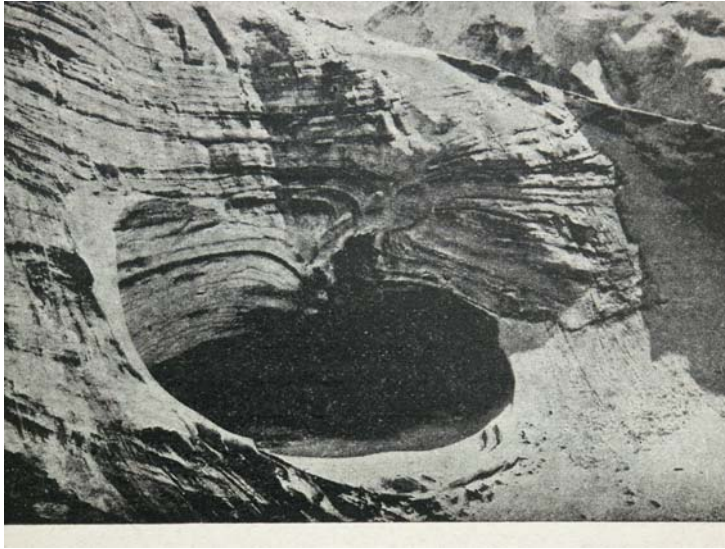


Figure 2. The lower cavity at the terminus of the glacier. A part of the snout has been torn from the glacier. Photograph by Pelloux. Septembre 1892



Figure 3. The upper cavity at the centre of the glacier. Photograph by Kuss, 13 August 1893.

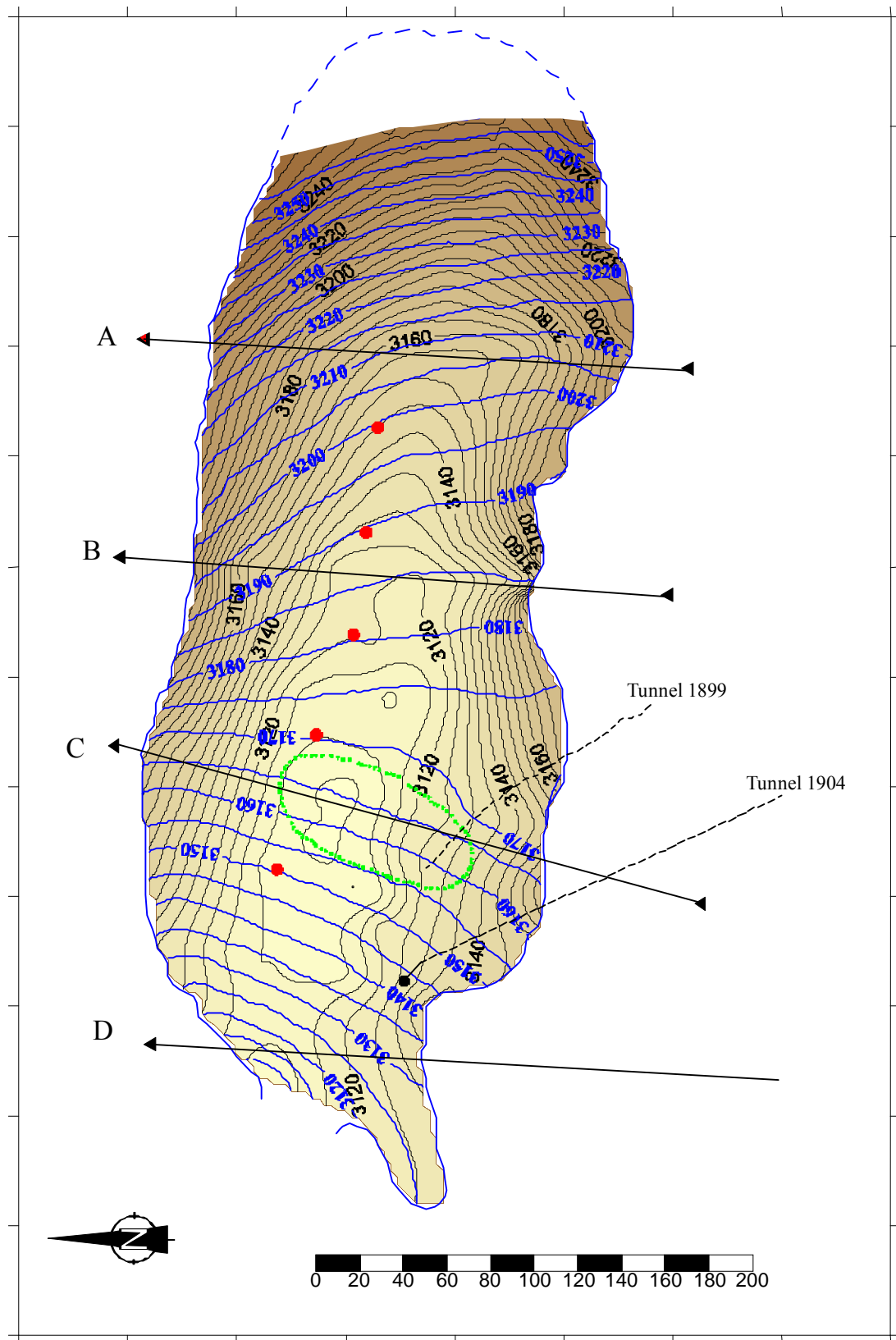


Figure 4. Map of surface and bedrock topography in 2007. The locations of the upper cavity (dashed line), ablation stakes (large points) and cross-sections are shown.

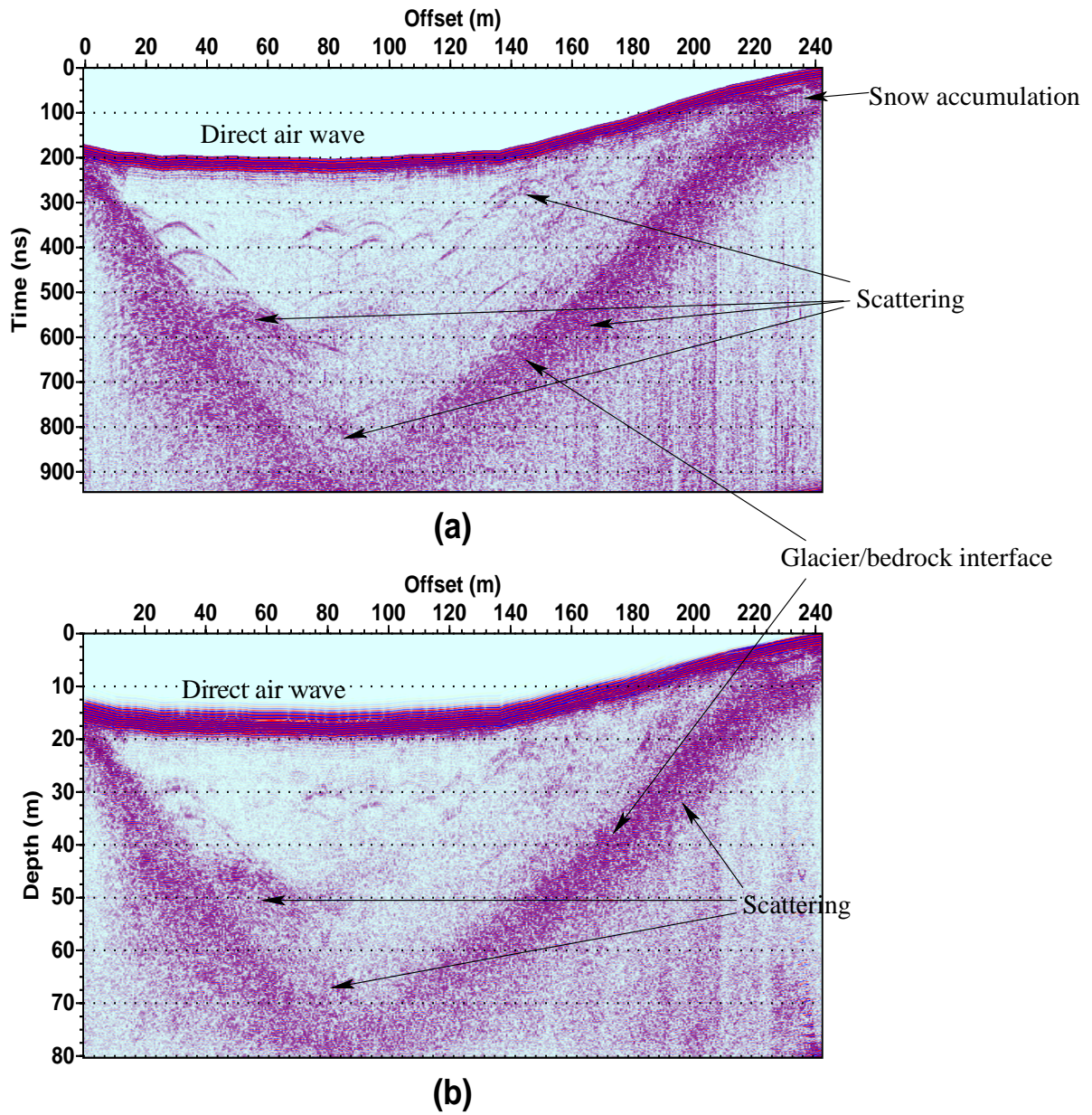


Figure 5. GPR data using a 250 mHz antenna. (a) Data after elevation corrections and amplitude equalisation. (b) Data derived from (a) after f-k migration and time to depth conversion.

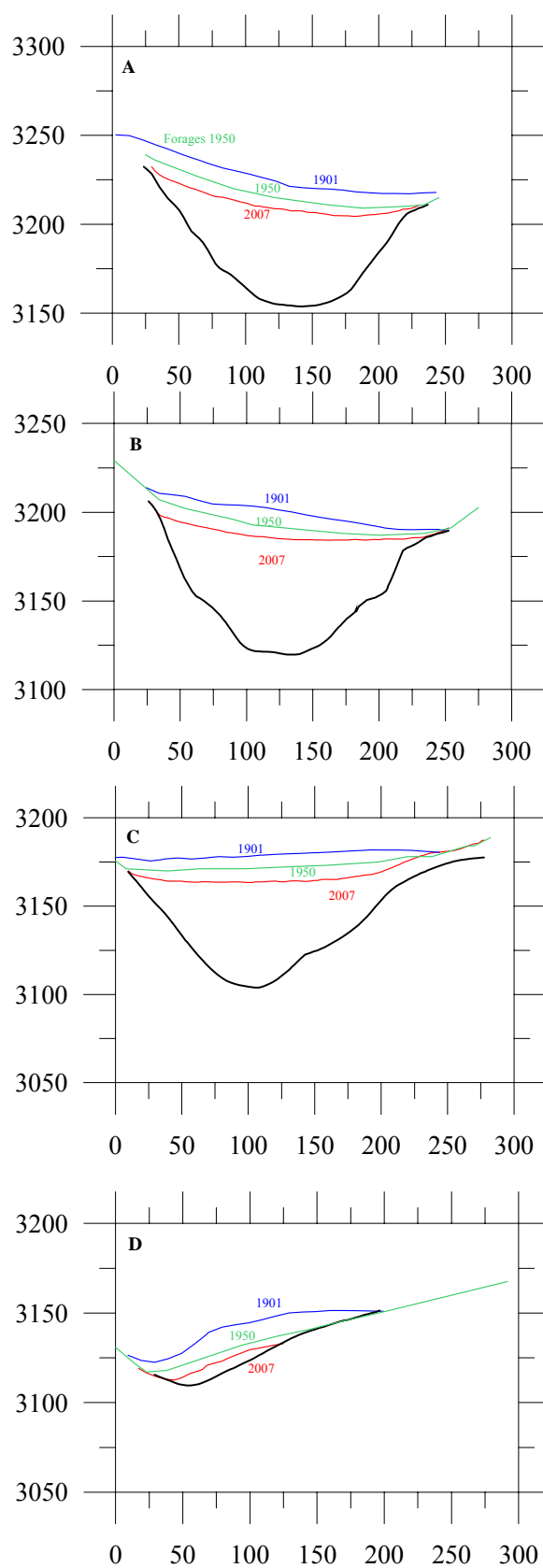
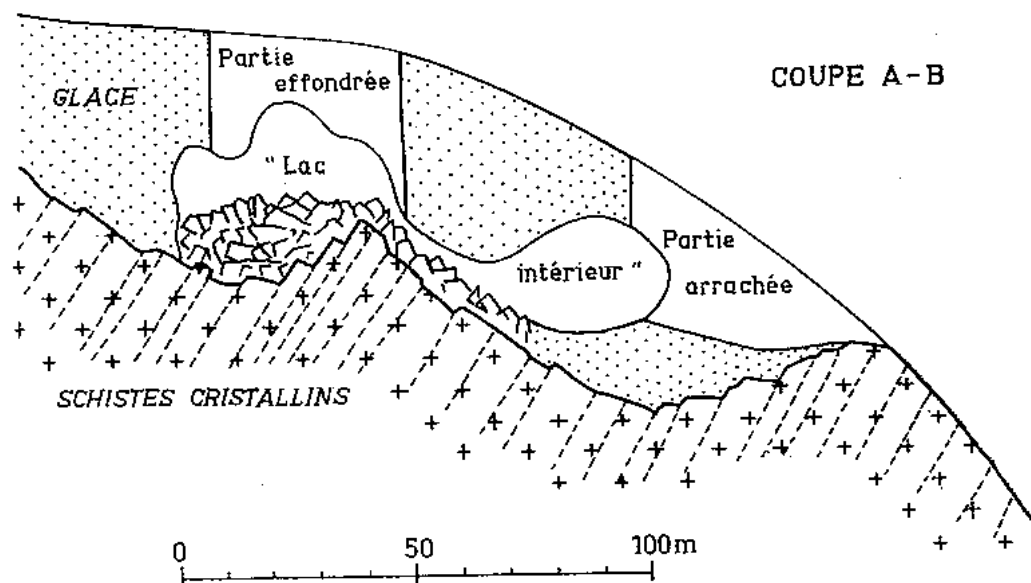


Figure 6. Cross sections A, B, C and D . The scales are the same for the all graphs.

a)



b)

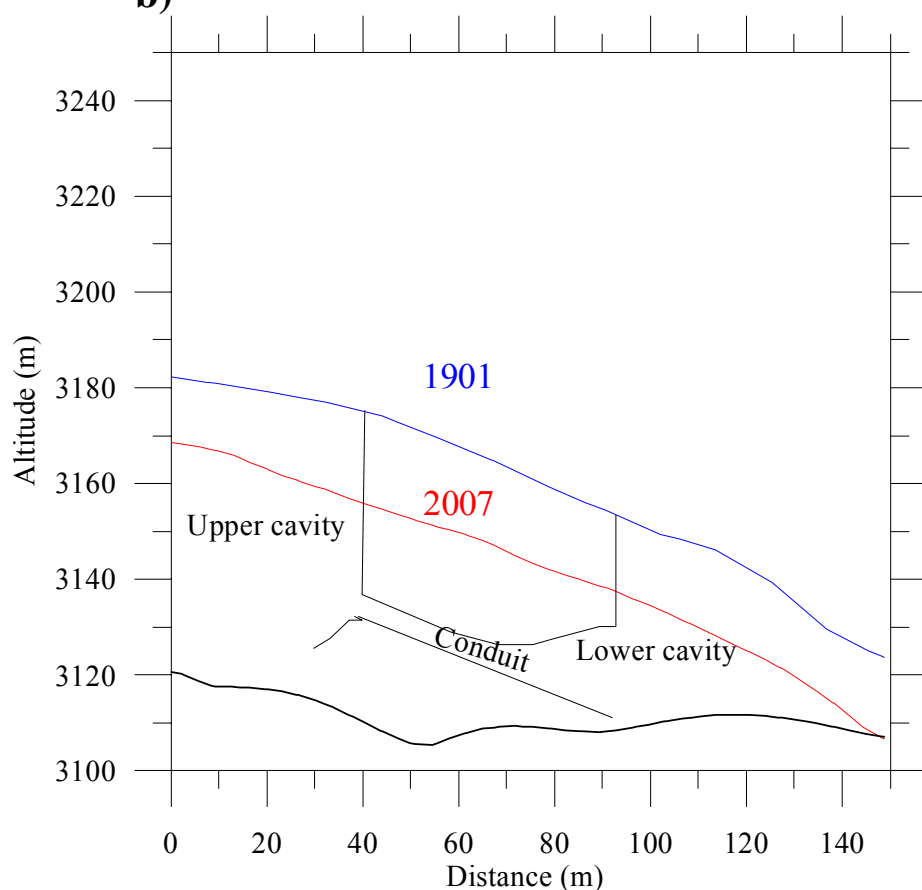


Figure 7 . Longitudinal section of the tongue

- a) Sketch from Vallot et al. (1892). The bedrock was not measured
- b) Cross section from our measurements,

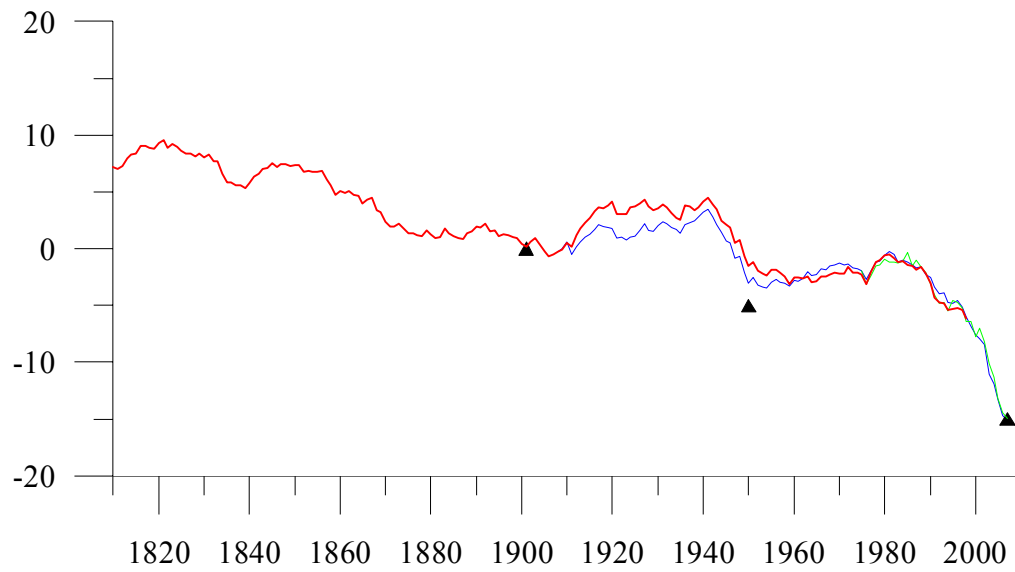


Figure 8. Cumulative mean specific net balance (m w.e.) of Tete Rouse glacier,
 a) from maps (triangles)
 b) from a reconstruction using Besse precipitation and Lyon temperature (blue line).
 c) From a reconstruction using homogenised precipitation and temperature (red line).
 d) From glaciological measurements of Argentiére glacier (green line).

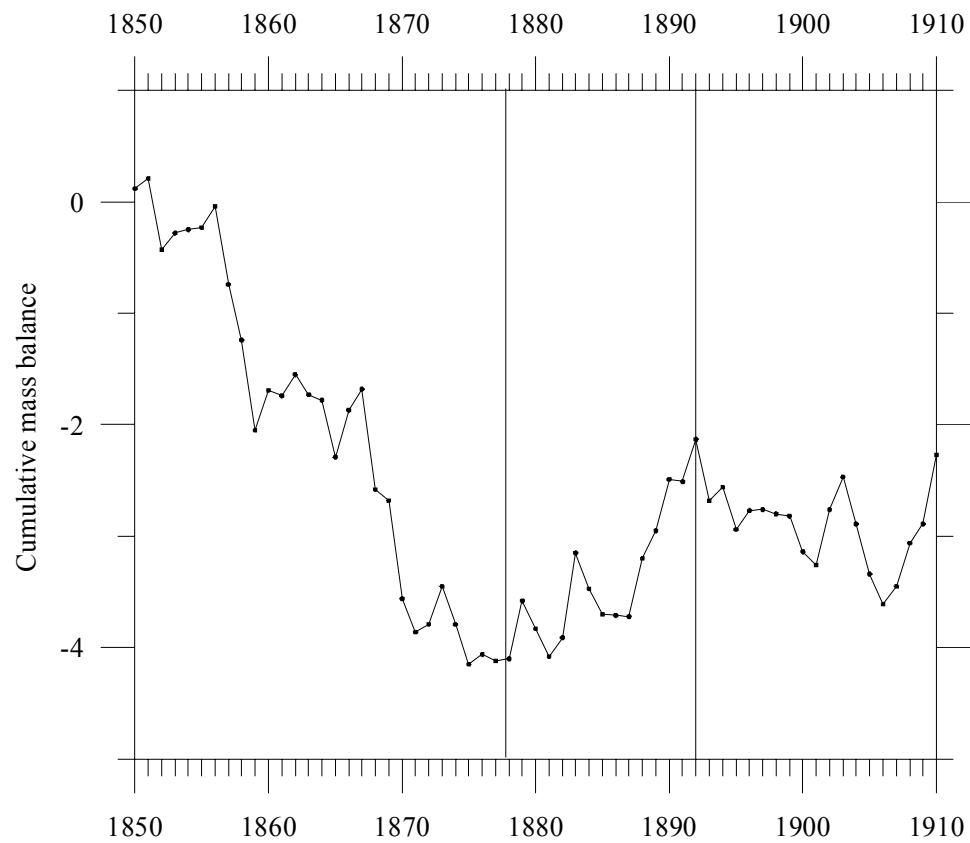


Figure 9. Cumulative surface net balance (m w.e.) at the elevation of the former upper cavity (3165 m a.s.l.) between 1850 and 1910, from a reconstruction using homogenised precipitation and temperature.

V.4.4 Conclusions sur l'origine de la catastrophe de Tête Rousse en 1892.

Notre étude apporte des données essentielles quant à la compréhension du fonctionnement du glacier et remet en cause les précédentes explications. Ce petit glacier est épais et est localisé dans une vaste cuvette profonde, avec des épaisseurs de glace qui dépassent 60 mètres. Les mesures de températures en profondeur révèlent que le glacier est froid, c'est à dire à température négative, au moins aux sites que nous avons mesurés, alors qu'il était tempéré en 1904. L'analyse de l'ensemble des observations nous permet de cerner un peu mieux le fonctionnement du glacier et d'apporter quelques éléments quant à la formation de la poche d'eau en 1892. Les processus d'ouverture de la poche d'eau de 1892 sont probablement différents de ceux invoqués par Vallot. En particulier, le seuil rocheux supposé par Joseph Vallot au niveau de la cavité supérieure, pour expliquer la formation d'une crevasse de fond à l'origine de la poche d'eau, n'existe pas. En outre, d'après les observations radar, la cavité supérieure de 1892, de 35 à 40 mètres de profondeur selon les observateurs de l'époque, ne devait pas atteindre (sauf sur son bord en rive gauche) le lit rocheux ; nos mesures d'épaisseur prouvent que la galerie existante entre les deux cavités était un chenal intra-glaciaire et non sous-glaciaire. En conséquence, dans l'état actuel de nos connaissances, l'ouverture de crevasses de fond évoquée par J. Vallot paraît peu crédible.

L'analyse des strates de surface de la cavité supérieure nous conduit à émettre une tout autre hypothèse sur la formation de la poche d'eau de la cavité supérieure : celle-ci pourrait résulter d'un lac supra-glaciaire formé avant 1878, c'est à dire avant une période de bilans de masse positifs (1878-1892) qui aurait conduit à la formation de strates de névé horizontales bien visibles sur les clichés de l'époque. Les reconstitutions de bilans de masse depuis le début du 19^{ème} siècle à partir de données météorologiques, ainsi que les mesures des fluctuations du glacier des Bossons, confirment que les bilans de masse étaient positifs à cette altitude entre 1878 et 1892 et fortement négatifs au cours de la décennie précédente. En outre, les observations après la catastrophe indiquent que la cavité supérieure devait être remplie d'eau jusqu'à la base des strates de névé horizontales peu avant la catastrophe. Ces indices tendent à prouver qu'il existait un lac supra-glaciaire avant 1878 et que ce lac a été recouvert par l'accumulation de neige au cours des années de bilans positifs entre 1878 et 1892. Si cette hypothèse est valide, cela signifie que le risque pourrait être, aujourd'hui, facilement détecté de la surface. Nous n'avons pas retrouvé de photographies du glacier entre 1867 et 1878. Une recherche minutieuse dans les archives historiques est nécessaire afin d'apporter une preuve définitive.

Les conditions de formation du chenal intra-glaciaire et de formation de la cavité inférieure, qui ont conduit à l'arrachement de la langue glaciaire, restent à élucider. Il est probable qu'elles soient liées au régime thermique du glacier. Nous avons peu d'éléments pour expliquer la formation du chenal intra-glaciaire et la cavité inférieure, mais il est probable que le passage de l'eau ait été bloqué avant le mois de juillet 1892 par la glace froide de la langue frontale du glacier, collée au lit rocheux. D'après nos observations et les croquis de J. Vallot, la cavité inférieure était en contact avec le socle rocheux. Sous la pression de l'eau, cette partie frontale se serait arrachée suite au réchauffement de la glace (lors des années à bilans de masse positifs) et au décollement du glacier de son lit rocheux. Cette hypothèse est en concordance avec les observations de température faites par les ingénieurs des Eaux et Forêts en 1901 (températures à 0°C), alors qu'aujourd'hui, nos mesures indiquent une glace froide à -2.5°C près du front.

Quant à la galerie de 1904, nos observations radar indiquent qu'elle débouche (à une altitude de 3122 m) sur un versant pentu du socle rocheux, bien au dessus du thalweg du lit rocheux (situé vers 3105 mètres d'altitude). Nous pouvons en conclure que cette galerie est probablement inutile car il est assez improbable qu'une poche d'eau se reforme en ce lieu

précis. On pourrait cependant imaginer que cette galerie puisse servir à une intervention sous le glacier, pour vidanger une nouvelle poche d'eau, via un tunnel creusé dans la glace à partir de cette galerie. Cette hypothèse suppose que l'on soit capable de détecter et localiser précisément une poche d'eau intra-glaciaire. En supposant qu'on soit capable de le faire dans les prochaines années, il n'est pas certain qu'un tunnel dans la glace soit le moyen le plus facile et le moins coûteux pour vidanger une telle poche. En outre, l'accès à une poche d'eau via une galerie artificielle intra-glaciaire peut s'avérer dangereux : il serait inimaginable de renouveler l'opération de 1904, au cours de laquelle les ouvriers avaient percé directement la glace à la base de la crevasse remplie d'eau. Cette opération s'était déroulée sans accident mais elle était très risquée. Il faudrait donc que le tunnel intra-glaciaire débouche vers la partie supérieure de la poche d'eau pour éviter le risque d'une vidange brutale. Pour toutes ces raisons, il serait probablement beaucoup plus facile de réaliser un forage vertical, en partant de la surface, et de vidanger la poche par pompage.

Enfin, les observations radar, au centre du glacier, révèlent une anomalie en profondeur, près du socle rocheux (d'environ 10 mètres d'épaisseur, et de 80 m de long et 50 mètres de large) qui présente des réflexions radar bien distinctes avec une structure différente des couches de glace située au dessus de l'anomalie. Actuellement, nous sommes incapables de dire si cette zone peut contenir de l'eau ou non. Nos mesures de température (températures négatives) semblent indiquer qu'il n'y a pas d'eau mais nous ne disposons pas d'observations à proximité de cette zone.

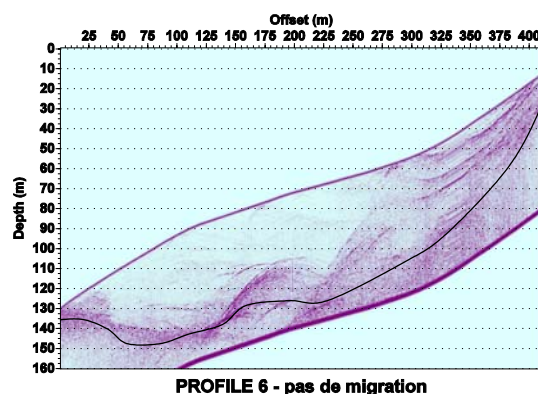


Figure 5.5 Image radar d'un profil longitudinal du glacier de Tête Rousse. Le lit rocheux a été souligné par un trait. Ces observations mettent en évidence une zone d'anomalie au centre et au fond du glacier

Pour l'avenir, afin de préciser l'aléa, nous pouvons donc faire les suggestions suivantes :

- 1) il paraît essentiel de faire des observations radar supplémentaires au centre du glacier afin de déterminer la nature de la zone identifiée en octobre 2007 qui présente une anomalie, avec des réflexions radar à 10 mètres au dessus du socle rocheux. Par ailleurs, une méthode de RMP a été testée en septembre 2009 pour évaluer la quantité d'eau liquide contenue dans le glacier. L'interprétation de ces données est en cours.
- 2) il paraît essentiel de préciser le régime thermique de ce glacier : nous pouvons envisager deux forages (thermiques) en profondeur afin d'installer des capteurs de températures de la surface jusqu'au socle rocheux. Nous pourrions également descendre une caméra dans les trous de forage afin de mettre en évidence, éventuellement, la présence d'eau. Le second forage à proximité du front sera utile pour confirmer les températures négatives du glacier dans sa partie frontale. D'autres forages à faible profondeur (à 12 mètres) pourraient permettre d'avoir une idée un peu plus globale de la situation thermique du glacier. Ces

observations seront analysées à l'aide d'un modèle de transfert de chaleur qui permettra de reconstituer le régime thermique du glacier depuis la fin du Petit Age de Glace.

3) il sera indispensable de collecter les documents historiques susceptibles de décrire un lac à la surface du glacier de Tête Rousse avant 1875,

Ces nouveaux travaux de recherche devraient être réalisés dans le cadre d'un programme Intereg « Glariskalp » qui devrait voir le jour en 2010.

En guise de conclusion, nous pouvons rappeler la déclaration de M. Kuss, inspecteur des Eaux et Forêts, le 11 août 1900, que nous avons évoqué dans notre rapport remis au RTM en 2008 (Vincent et al., 2008): « Quoi qu'il en soit, on peut être assuré que le service forestier n'abandonnera pas ses observations avant de connaître la marche exacte du phénomène qui a produit la catastrophe de Saint-Gervais ».

Conclusion

L'objectif de ce manuscrit était d'analyser les impacts des changements climatiques sur les fluctuations des glaciers alpins. Certains impacts sont directs, d'autres sont très indirects. De ces études, nous pouvons tirer quelques conclusions essentielles et dégager quelques perspectives pour les futurs travaux de recherche à conduire sur les glaciers alpins.

L'impact le plus direct est celui sur les bilans de masse de surface ; il est sans doute peu d'objets naturels qui répondent aussi directement au climat et c'est l'une des raisons majeures d'étudier les glaciers (IPCC, 2007). L'analyse des observations des bilans de masse des glaciers alpins met en évidence des fluctuations importantes au cours du 20^{ème} siècle et début du 21^{ème} siècle avec en particulier une très forte diminution des bilans de masse après 1982. Nos analyses montrent que ce signal est identique sur l'ensemble du massif alpin et d'origine climatique. La rupture de 1982 correspond à un changement de l'ablation estivale. A partir des observations de Clariden (Suisse) et de Sarennes (France), situés à 290 kilomètres l'un de l'autre, nous avons montré que l'augmentation de l'ablation est identique. En outre, en séparant les périodes de fonte de neige et de fonte de glace, nous avons converti ces variations d'ablation en flux d'énergie. Cette augmentation de l'ablation correspond à une augmentation des flux d'énergie provenant de l'atmosphère, égale à 24 W/m^2 , entre les périodes 1954-1981 et 1982-2003, indépendamment des changements d'albedo de surface. Cette augmentation est considérable et devrait intéresser les modélisateurs du climat. Une grande partie de cette augmentation est liée à l'élévation du flux de chaleur sensible mais il est probable que d'autres flux jouent un rôle important. C'est une question en suspens. Elle est essentielle du point de vue des changements climatiques en cours et de leurs origines. Notre étude montre ainsi que les observations glaciaires sont très pertinentes quant à l'évaluation des variations des flux d'énergie atmosphériques. L'observation de l'ablation glaciaire permet d'obtenir une mesure des bilans d'énergie en surface, avec une précision bien meilleure que celle d'une station météorologique. Ces observations sont relativement aisées, relativement peu coûteuses et on peut les multiplier facilement afin d'avoir des données fiables sur l'ensemble d'une surface glaciaire. Des observations météorologiques, installées à proximité, permettent, elles, de distinguer la proportion des différents flux d'énergie qui interviennent dans l'ablation glaciaire (fonte ou sublimation). Les observations météorologiques réalisées dans Glacioclim sont donc fondamentales.

Pour ces études sur le climat à partir de l'observation des bilans de masse, il est absolument nécessaire de mesurer les différents termes du bilan de masse de surface (accumulation et ablation) et ces observations nécessitent des campagnes régulières au cours de l'année. Il apparaît, aussi, essentiel de disposer de mesures lors des changements d'albedo, qui conditionnent, bien sûr, les bilans nets d'énergie. En particulier, il est important de disposer d'observations au moment où la neige de surface disparaît et laisse apparaître une surface de glace, d'albedo très faible. En outre, les origines de la fonte glaciaire sont différentes suivant l'exposition et l'altitude. La multiplication de ces observations de l'ablation devraient ainsi permettre, à terme, de distinguer l'évolution des flux radiatifs et des flux turbulents. Cette question est particulièrement importante dans le contexte des études des changements climatiques dont certaines ont identifié une augmentation de l'insolation (brightening) depuis 1985 (Wild et al., 2005 ; Wild et al., 2009) sur l'hémisphère Nord. D'après ces auteurs, ce changement d'insolation serait due à une diminution des aérosols.

L'analyse des observations des bilans de masse a permis de déterminer la sensibilité de la ligne d'équilibre à la température. Nous l'avons calculée d'une façon empirique à partir de nombreuses observations d'ablations glaciaires et observations de températures à proximité des glaciers considérés. Les résultats obtenus ne sont pas en accord avec les résultats de modélisation numérique et cette divergence mérite d'être élucidée car, de ces résultats,

dépendent les simulations de l'évolution des glaciers dans le futur suivant différents scénarii climatiques.

Les variations de bilans de masse, qui résultent eux mêmes des paramètres climatiques en surface, ont également un impact sur le comportement dynamique des glaciers, à savoir les fluctuations d'épaisseur, de longueur et de vitesses d'écoulement. Nous avons mis en évidence, à partir des longues séries d'observations supérieures à 50 ans, de très fortes fluctuations sur quelques glaciers alpins. Nous avons cherché à comprendre l'origine de ces fluctuations. Sur le glacier d'Argentière, nous avons montré que les variations d'épaisseurs de la partie haute du glacier étaient faibles et directement contrôlées par les variations des bilans de masse en surface. Dans la partie basse, ce n'est plus du tout le cas : les très fortes variations d'épaisseurs (de 60 m en 20 ans) s'expliquent avant tout par les variations de la compression longitudinale. Ces longues séries d'observations (Argentière, Mer de Glace, Saint Sorlin, Gébroulaz), collectées depuis plusieurs décennies et aujourd'hui obtenues dans le cadre du service d'observations Glacioclim, fournissent des données qui servent de base aux modèles numériques de l'écoulement des glaciers. Ces longues séries d'observations sont quasi uniques. Les modèles actuels sont, aujourd'hui, incapables de reproduire les fortes fluctuations temporelles des vitesses d'écoulement observées sur les glaciers. Ces difficultés de la modélisation sont liées aux processus de dérapage des glaciers à leurs bases. Il est très difficile de simuler le dérapage d'un glacier car celui-ci est essentiellement dépendant de la pression d'eau à la base, qui elle même résulte de processus complexes très difficiles à simuler d'une manière réaliste. Dans le futur, une meilleure compréhension des processus à la base des glaciers est indispensable ; elle nécessitera la mise en place d'instrumentations à proximité du lit rocheux (mesure de la déformation, du dérapage, de la pression d'eau..).

Notre étude s'est également intéressée à l'impact des changements climatiques sur les glaciers alpins de haute altitude, situés au dessus de 4000 m. Nous pouvons conclure que les épaisseurs et les bilans de masse de surface de ces glaciers de très haute altitude ont peu changé au cours des cent dernières années. En revanche, nous observons un fort impact du réchauffement du climat sur la température interne de ces glaciers froids. En effet, les températures ont augmenté de plus de 1°C à 50 m de profondeur, entre 1994 et 2005. Une partie de ce réchauffement de la glace est due à l'apport de chaleur latente lors du regel de l'eau de fonte qui a percolé. Bien que la relation entre la température du glacier et la température atmosphérique ne soit pas directe, ces données sont des indicateurs climatiques majeurs dans ces régions de très hautes altitudes pour lesquelles les données météorologiques sont quasi inexistantes. Dans les Alpes, les seules observations équivalentes sont celles d'un forage au Colle Gnifetti (Mont Rose, Suisse). Il montre un réchauffement aussi marqué. Sur les autres massifs de la planète, ces observations sont très rares. Il semble essentiel d'étendre ces observations à d'autres sites glaciaires dans le monde. Les profils de températures de ces glaciers peuvent donner des informations uniques sur l'évolution climatique de ces régions. Par ailleurs, dans le cadre des forages glaciaires réalisés dans le but de collecter des informations « géochimiques » sur la composition de la neige/glace et de reconstituer la composition de l'atmosphère dans le passé, le réchauffement et la percolation en surface pourraient compromettre l'utilisation de ces archives naturelles. Pour cette raison, il est urgent de réaliser ces forages de haute altitude avant que ces archives naturelles ne soient plus exploitables.

En outre, le réchauffement interne de la glace peut parfois avoir des conséquences directes sur la stabilité des glaciers suspendus, situés sur des pentes raides, et encore collés au rocher. Il peut conduire à une circulation d'eau à la base de ces glaciers et, par conséquent, provoquer un glissement brutal. Quelques situations dans les Alpes doivent être examinées de près, dont le glacier de Tacconnaz. L'étude de Tacconnaz nécessite de mettre en place un système de surveillance (mesures de vitesses, évolution de la fracturation...) afin de disposer d'indices

qui puissent servir de précurseur à une déstabilisation du glacier. Elle nécessite aussi d'évaluer les volumes qui pourraient être mis en jeu lors d'une rupture. Ici encore, la compréhension des processus à la base des glaciers est fondamentale.

D'autres risques naturels d'origine glaciaire n'ont pas de relation directe avec les changements climatiques. Nous avons conduit une étude du lac supra-glaciaire de Rochemelon dont la formation remonte dans les années cinquante. Suivant nos expertises de septembre 2004 et l'alerte donnée à la préfecture de Savoie, le lac a dû être vidangé d'urgence car il menaçait les populations de la vallée de l'Arc. L'une des questions fondamentales, durant la période de crise, était de savoir quels pourraient être les débits hydrologiques engendrés par le débordement du lac et s'il était possible d'envisager une vidange en creusant un chenal dans la glace. Face à la méconnaissance des mécanismes, cette solution a été écartée. Notre étude s'est intéressée, à posteriori, à cette question, et, à partir d'un modèle numérique, nous avons étudié la sensibilité de l'érosion d'un chenal à différents paramètres (température de l'eau du lac, largeur du chenal...). Cette étude a pu être réalisée sur la base d'observations obtenues lors d'une campagne intensive en 2005 au cours de la vidange du lac par un chenal glaciaire, une fois que le volume du lac était inférieur à 250 000m³ et que le débordement ne présentait plus de danger pour les populations locales.

Enfin, notre étude a abordé le problème des poches d'eau et en particulier, celle du glacier de Tête Rousse, qui a provoqué une catastrophe en 1892 et ravagé les thermes de Saint Gervais (175 morts). Notre analyse, basée sur de nombreuses observations de terrain en 2007, nous a conduits à une conclusion qui s'oppose aux analyses précédentes quant à la formation de la poche d'eau. Nous concluons qu'un lac supra glaciaire est, très probablement, à l'origine de la poche d'eau. Cette hypothèse a des conséquences importantes en matière de surveillance du risque de Tête Rousse car l'aléa serait facilement détectable de la surface. Néanmoins, les études sur le glacier de Tête Rousse doivent être poursuivies car (i) les observations radar révèlent une zone d'anomalie qu'il est indispensable d'investiguer en détail, (ii) de nombreux mécanismes restent obscurs, en particulier, ceux qui concernent la formation d'un chenal intra-glaciaire, la formation d'une deuxième cavité intra-glaciaire et la rupture de la langue glaciaire qui a conduit à la catastrophe de Saint Gervais. Ces études devraient être poursuivies dans le cadre d'un programme Intereg sur les risques naturels d'origine glaciaire.

Références :

Aellen, M. and M. Funk, Bilan hydrologique du bassin versant de la Massa et bilan de masse des glaciers d'Aletsch (Alpes Bernoises, Suisse), IAHS, 193, 89-98, 1990.

Anderson, S. P., J.S. Walder, R. S. Anderson, E.R. Kraal, M. Cunico, A.G. Fountain and D.C. Trabant. 2003. Integrated hydrologic and hydrochemical observations of Hidden Creek Lake jökulhlaups, Kennicott glacier, Alaska. *J. Geophys. Research*, 108, NO.F1,6003,doi:10.1029/2002JF000004.

Archives de l'Administration des Eaux et Forêts. Documents des Eaux et Forêts des relevés de 1901, 1902, 1903, 1910, 1911, 1912 et 1913, archivés au Service du Restauration des Terrains de Montagne de Haute Savoie. Annecy.

Arcone S A, Lawson D E & Delaney A J. 1995. Short-pulse radar wavelet recovery and resolution of dielectric contrasts within englacial and basal ice of Matanuska Glacier, Alaska, U.S.A. *J. Glaciol.*, 41(137): 68-86.

Arnold, N. S., I. C. Willis, M. J. Sharp, K. S. Richards, and W. J. Lawson, A distributed surface energy-balance model for a small valley glacier, I, Development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Valais, Switzerland, *J. Glaciol.*, 42, 77-89, 1996.

Auer, I., R. Böhm, A. Jurković, W. Lipa, A. Orlik, R. Potzmann, W. Schöner, M. Ungersbeck, C. Matulla, K. Briffa, P. Jones, D. Efthymiadis, M. Brunetti, T. Nanni, M. Maugeri, L. Mercalli, O. Mestre, J.-M. Moisselin, M. Begert, G. Müller-Westermeier, V. Kveton, O. Bochnicek, P. Stastny, M. Lapin, S. Szalai, T. Szentimrey, T. Cegnar, M. Dolinar, M. Gajic-Capka, K. Zaninovic, Z. Majstorovic, and E. Nieplová. 2007. HISTALP - historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region, *International Journal of Climatology*, 27(1), 17-4166, doi:10.1002/joc.1377.

Bamber, J., Mass balance of the cryosphere: observations and modelling of contemporary and future changes. Ed. Cambridge University press, in press.

Barrett, B. E., T. Murray, R. Clark, and K. Matsuoka. 2008. Distribution and character of water in a surge-type glacier revealed by multifrequency and multipolarization ground-penetrating radar, *J. Geophys. Res.*, 113, F04011, doi:10.1029/2007JF000972.

Belin, M. 1962. Sondage sismique du glacier de Saint Sorlin. *C.R. Séances Acad. Sci. (Paris)*, 255, 546-548.

Berthier, E., Y. Arnaud, D. Baratoux, C. Vincent and F. Rémy. Recent rapid thinning of the "Mer de Glace" glacier derived from satellite optical images. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 31, No. 17, L17401. 10.1029/2004GL020706, 03 September 2004

Berthier, E., H. Vadon, D. Baratoux, Y. Arnaud, C. Vincent, K. Feigl and F. Rémy. 2005 Surface motion of mountain glaciers derived from satellite optical imagery, *Remote Sens. Environ.*, vol. 95, n°1, pp 14-28

Berthier, E., Y. Arnaud, D. Baratoux, C. Vincent, and F. Remy, Recent rapid thinning of the "Mer de Glace" glacier derived from satellite optical images, *Geophysical Research Letters*, 31 (17), 2004.

Bindschadler, R. 1982. A numerical model of temperate glacier flow applied to the quiescent phase of a surge-type glacier. *J. Glaciol.*, 28 (99), 239-265.

Bintaja, R., S. Jonsson and W. H. Knap, The annual cycle of the surface energy balance of Antarctic blue ice, *J. Geophys. Res.*, 102, 1867-1881, 1997.

- Blanc, R. 2003. Etude de la barre de séracs du glacier de Tacconnaz. Mémoire de fin d'étude, Ecole d'Ingénieur ESGT, présenté le 28 novembre 2003 au Mans, France.
- Björnsson, H. 1974. Explanation of Jökulhlaups from Grimsvötn, Vatnajökull, Iceland, *Jökull*, 24, 1-26.
- Björnsson, H. 1992. Jökulhlaups in Iceland: prediction, characteristics and simulation. *Ann. Glaciol.*, 16, 95-106.
- Björnsson, H. 1998. Hydrological characteristics of the drainage system beneath a surging glacier. *Nature*, 395, 771-774.
- Björnsson, H. 2002. Subglacial lakes and jökulhlaups in Iceland. *Global and Planetary Change*, 35(3-4), 255-271.
- Böhm, R., I. Auer, M. Brunetti, M. Maugeri, T. Nanni and W. Schöner, Regional temperature variability in the European Alps 1760-1998, *Int. J. Climatol.*, 21, 1779-1801, 2001.
- Bond, G., B. Kromer, J. Beer, R. Muscheler, M. N. Evans, W. Showers, S. Hoffman, R. Lotti-Bond, I. Hajdas, and G. Bonani, Persistent solar influence on North Atlantic Climate during the Holocene, *Science*, 294, 2130-2136, 2001.
- Boon, S., and M. Sharp. 2003. The role of hydrologically-driven ice fracture in drainage system evolution on an Arctic glacier, *Geophys. Res. Lett.*, 30(18), 1916, doi:10.1029/2003GL018034.
- Braithwaite, R. J., On glacier energy balance, ablation and air temperature, *J. Glaciol.*, 27, 381-391. 1981
- Braithwaite, R. J. and Yu Zhang, Sensitivity of mass balance of five Swiss glaciers to temperature changes assessed by tuning a degree-day model, *J. Glaciol.*, 46, 7-14, 2000.
- Brutsaert, W., *Evaporation into the Atmosphere*, 299 p. D. Reidel, Norwell, Mass., 299 p., 1982.
- Brutsaert, W., On a derivable formula for a long-wave radiation from clear skies, *Water Resour. Res.*, 11(5), 742-744, 1975.
- Clague, J.J. and W.H. Mathews. 1973. The magnitude of jökulhlaups. *J. Glaciol.*, 12(66), 501-504.
- Carslaw, H.S. and J.C. Jaeger (1959), *Conduction of heat in solids*, Clarendon Press, Oxford, second edition.
- Chaumeton, P. *Glacier de Tête Rousse, Levés topographiques, rapport technique*. 1950.
- Clague, J.J. and W.H. Mathews. 1973. The magnitude of jökulhlaups. *J. Glaciol.*, 12(66), 501-504.
- Clarke, C.K.C. 1982. Glacier outburst floods from "Hazard Lake", Yukon Territory and the problem of flood magnitude prediction. *J. Glaciol.*, 28(98), 3-21.
- Costard, F., Dupeyrat L., Gautier E. and E. Carey-Gailhardis. 2003. Fluvial thermal erosion investigations along a rapidly eroding river bank: application to the Lena River (central Siberia). *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 1349-1359.
- Coleman, A great crevasse at the foot of the Rochers Rouges, Aquarelle. E. Collection Payot, 1859.
- Crowley, J.T., Causes of climate change over the past 1000 years, *Science*, 289, 270-277, 2000.

Crowley, T.J., and T.S. Lowery , How warm was the Medieval warm period ?, *Ambio*, 29(1), 51-54, 2000.

Davis, J. L., and A. P. Annan. 1989. Ground penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, 37, 531-551.

De Angelis, M. and A. Gaudichet, 1991. Saharan dust deposition over Mont Blanc (French Alps) during the last 30 years. *Tellus*, 43B, 61-75.

Deparis, J. & Garambois S. 2009. On the use of APVO GPR curves for thin-bed properties estimation : theory and application to fracture characterization, *Geophysics*, 74, 1, J1-J12.

De Saussure, H. B. *Voyages dans les Alpes*, 1785.

Dyurgerov, M. B. and M. F. Meier, Analysis of winter and summer glacier mass balances, *Geogr. Annaler*, 81A, 541-554, 1999.

Duygerov, M. B. , Glacier mass balance and regime: Data of measurements and analysis. Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Occasional Paper No 55, 2002.

Escher-Vetter,M., H., Energy balance calculations for the ablation period 1982 at Vernagtferner, Oetzel Alps, *Ann. Glaciol.*, 6, 158-160,1985.

Flotron, A. 1977. Movement studies on a hanging glacier in relation with an ice avalanche. *J. Glaciol* 19 (81), 671-672.

Forel, F. A., *Les variations périodiques des Glaciers des Alpes*. 1892. Treizième Rapport de Jahrbuch des SAC. Berne

Fountain, A.G. and J.S. Walder. 1998. Water flow through temperate glaciers. *Rev. Geophys.*, 36, 3, 299-328.

Fountain, A. G., R.W. Jacobel, R. Schlichting and P. Janson. 2005. Fractures as the main pathways of water flow in temperate glaciers. *Nature*, 433, 618-620.

Gerbaux, M., C. Genthon, P. Etchevers, C. Vincent , J.P. Dedieu. Mass balance reconstruction in the french Alps using the snow model Crocus and climate sensitivity study of mass balance. *J. of Glaciology*. Vol. 51, 175, 561-572, 2005.

Gluck, S., Détermination du lit rocheux sous la Mer de Glace par sismique-réflexion, *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*, 264 (19), 2272-2275, 1967.

Gregory, J. M. and J. Oerlemans, Simulated future sea-level rise due to glacier melt based on regionally and seasonally resolved temperature changes, *Nature*, 391, 474-476, 1998.

Greene, A. M., W. S. Broecker and D. Rind, Swiss glacier recession since the Little Ice Age: reconciliation with climate records, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 1909-1912, 1999.

Greuell, W., W. Knap and P. C. Smeets, Elevational changes in meteorological variables along a mid-latitude glacier during summer, *J. Geophys. Res.*, 102, 25941-25954, 1997.

Greuell, W. and J. Oerlemans, Sensitivity studies with a mass balance model including temperature profile calculations inside the glacier, *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 22,101-124, 1986.

Grove (J.M.), 1988. *The Little Ice Age*, Methuen and Co. Ltd, London.

Grove, J.M., The initiation of the “Little Ice Age” in regions round the North Atlantic, *Climatic Change*, 48, 53-82, 2001.

Gudmunsson, M.T., F. Sigmundsson and H. Björnsson. 1997. Ice-volcano interaction of the 1996 Gjalp subglacial eruption, Vatnajökull, Iceland, *Nature*, 389, 954-957.

Haeberli, W. 1983. Frequency and characteristics of glacier floods in the Swiss Alps. *Ann. Glaciol.*, 4, 85-90.

Haeberli W. and J. Alean (1985), Temperature and accumulation of high altitude firn in the Alps. *Ann. Glaciol.*, 6, 161-163.

Haeberli, W., J.C. Alean, P. Müller and M. Funk. 1989. Assessing risks from glacier hazards in high mountain regions: some experiences in the Swiss Alps. *Ann. Glaciol.*, 13, 93-102.

Haeberli W. and M. Funk (1991), Borehole temperatures at the Colle Gnifetti core-drilling site (Monte Rosa, Swiss Alps), *J. Glaciol.*, 37, 37-46.

Haeberli, W. and M. Hoelzle, comps. *Fluctuations of glaciers, 1985-1990* (vol. VI), Wallingford, Oxon, IA Press, Nairobi, UNEP, Paris, UNESCO, 1993

Haeberli (W.), 1995. Glacier fluctuations and climate change detection, *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 18, 191-199.

Haeberli, W. and M. Hoelzle, Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: a pilot study with the European Alps, *Ann. of Glaciol.*, 21, 206-212, 1995.

Haeberli, W., M. Hoelzle, S. Suter, and R. Frauenfelder (Compilers), *Fluctuations of Glaciers, 1990-1995*, vol. VII, UNESCO, Paris, 1998.

Haeberli, W., A. Käab, D.V. Mühll, P. Teyssie. 2001. Prevention of outburst flood from periglacial lakes at Grubengletscher, Valais, Swiss Alps, *J. Glaciol.*, 47(156), 111-122.

Haeberli, W., A. Käab, F. Paul, M. Chiarle, G. Mortara, A. Mazza, P. Deline and S. Richardson. 2002. A surge-type movement at Ghiacciaio del Belvedere and a developing slope instability in the east face of Monte Rosa, Macugnaga, Italian Alps. *Norsk Geografisk Tidsskrift – Norwegian Journal of Geography* Vol. 56, 104–111. Oslo. ISSN 0029-1951.

Haeberli, W., M. Maisch, and F. Paul, Mountain glaciers in global climate-related observation networks, *World Meteorological Organization Bulletin*, 51, n°1, 1-8, 2002.

Hantz, D. 1981. *Dynamique et hydrologie du glacier d’Argentiere*. Phd thesis. Laboratoire de Glaciologie et Geophysique de l’Environnement.

Hastenrath, S. and P.D. Kruss, The dramatic retreat of Mount Kenya’s glaciers between 1963 and 1987: greenhouse forcing. *Ann. Glaciol.*, 16, 127-133, 1992.

Hock, R. 1999. A distributed temperature-index- ice and snowmelt model including potential direct solar radiation. *J. Glaciol.* 45, 149, 101-111.

Hoelzle, M., W. Haeberli, M. Dischl, and W. Peschke, Secular glacier mass balances derived from cumulative glacier length changes, *Global and Planetary Change*, 36, 295-306, 2003.

Hoinkes, H., Measurements of ablation and heat balance on Alpine glaciers, *J. Glaciol.*, 2, 497-501, 1955.

Holzhauser H., 1997 –« Fluctuations of the Grosser Aletsch Glacier and the Gorner Glacier during the last 3200 years: new results.». In Frenzel B., (éd.) : Glacier fluctuations during the Holocene. *Paläoklimaforschung/Palaeoclimate Research*, 24.

Holzhauser H., Zumbühl H. J., 1999 – Glacier fluctuations in the Western Swiss Alps and French Alps in the 16th century. *Climatic Change*, special issue

Holzhauser H., M. Magny and H.J. Zumbühl. 2005. Glacier and lake level variations in western central Europe over the last 3500 years. *The Holocene*, 15, 6, 789-801.

Hubbard, A., H. Blatter, P. Nienow, D. Mair and B. Hubbard. 1998. Comparison of a three-dimensional model flow with field data from Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *J. Glaciol.*, 44 (147), 368-378.

Huss, M., S. Sugiyama, A. Bauder and M. Funk. 2007. Retreat scenarios of Unteraargletscher, Switzerland, using a combined ice-flow mass-balance model. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 39 (3), 422-431.

Huss, M., A. Bauder, M. Werder, M. Funk and R.Hock. 2007. Glacier-dammed lake outburst events of Gornesee, Switzerland. *J. Glaciol.*, 53(181),189-200.

Huss, M., A. Bauder, M. Funk and R. Hock. 2008. Determination of the seasonal mass balance of four Alpine glaciers since 1865. *J. of Geophys. Res.*, 113, F01015, doi:10.1029/2007JF000803.

Hutter, K. (1983), *Theoretical glaciology; material science of ice and the mechanics of glaciers and ice sheets*, Dordrecht, etc., D. Reidel Publishing Co.; Tokyo, Terra Scientific Publishing Co.

Iken, A., H. Röthlisberger, A. Flotron and W. Haeberli. 1983. The uplift of Unteraargletscher at the beginning of the melt season – A consequence of water storage at the bed ?, *J. Glaciol.*, 29, 28-47.

IPCC: *Climate Change 2001, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, 2001.

IPCC, 2007. *Climate Change. The scientific basis. Contributions of Working Group I to the Fourth Assessment Report for the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press.

Irvine-Fynn, T. D. L., B. J. Moorman, J. L. M. Williams, and F. S. A. Walter. 2006. Seasonal changes in ground-penetrating radar signature observed at a polythermal glacier, Bylot Island, Canada, *Earth Surf. Processes Landforms*, 31, 892– 909.

Joerin, U.E., T.F. Stocker and C. Schlüchter. 2006. Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Holocene. *The Holocene*. 16, 5, 697-704.

Joerin, U.E., K. Nicolussi, A. Fischer, T.F. Stocker and C. Schlüchter. 2008. Holocene optimum events inferred from subglacial sediments at Tschierwa glacier, Eastern Swiss Alps. *Quaternary Science Reviews*, 27, 337-350.

Johannesson, T., C. Raymond, and E. Waddington, Time-scale for adjustment of glaciers to changes in mass balance. *J. Glaciol.*, 35, 355-369, 1989.

Jones, P.D., K.R. Briffa, T.P. Barnett, and S.F.B. Tett, *High-resolution palaeoclimatic records for the last millennium: interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control-run temperatures*, *The Holocene*, 8, 455-471, 1998.

Jones, P.D., T.J. Osborn, and K.R. Briffa, The evolution of climate over the last millennium, *Science*, 292, 662-667, 2001.

Jouzel, J., L. Merlivat and M. Pourchet. 1977. Deuterium, tritium and beta activity in a snow core taken on the summit of Mont Blanc (French Alps). Determination of the accumulation rate. *J. Glaciol.*, 18 (80), 465-470.

Jouzel, J., M. Legrand, J.F. Pinglot, M. Pourchet and L. Reynaud. 1984. Chronologie d'un carottage de 20 m au Col du Dôme (Massif du Mont Blanc). *Houille Blanche*, (6-7), 491-497.

Kamb, B., and H. Engelhardt. 1987. Waves of accelerated motion in a glacier approaching surge : The mini-surges of Variegated Glacier, Alaska, U.S.A., *J. Glaciol.*, 33, 27-46.

Kaser, G., J.G. Cogley, M. B. Dyurgerov, M. F. Meier and A. Ohmura. 2006. Mass balance of glaciers and ice caps: consensus estimates for 1961-2004. *Geophys. Res. Letters*, 33, 19, L19501.

Kavanaugh, J. L. and G. K. C. Clarke. 2001. Abrupt glacier motion and reorganization of basal shear stress following the establishment of a connected drainage system. *J. Glaciol.*, 47, 472-480.

Kuss, M. La restauration et la conservation des terrains en montagnes et les torrents glaciaires. Congrès international de l'alpinisme du 11 au 15 août 1900, Imprimerie Daix Frères, 1901.

La Casinière, A. C., Heat exchange over a melting snow surface, *J. Glaciol.*, 13, 55-72, 1974.

Laili, B. 2006. Le lac épiglaciale de Rochemelon. De la crise 2004 à la vidange contrôlée 2005. Note de synthèse. Service du RTM de la Savoie.

Le Meur, E. and C. Vincent. 2003. A two-dimensional shallow ice flow of glacier de Saint Sorlin, France. *Journal of Glaciology*. *Journal of Glaciology*, Vol. 49, n° 167.

Le Meur, E. and C. Vincent, Monitoring of the Tacconnaz ice fall (French Alps) using measurements of mass balance, surface velocities and ice cliff position, *Cold Regions Science and Technology*, 46, 1-11, 2006.

Le Meur E., M. Schaefer, M. Gerbaux and C. Vincent. 2007. Disappearance of an Alpine glacier over the 21st Century simulated from modeling its future surface mass balance. *Earth and Planetary Science Letters*, 261 (2007) 367374, doi:10.1016/j.epsl.2007.07.022

Lencastre, A. 2005. *Hydraulique générale*. Fourth edition. Eyrolles, Paris. 2005.

Leroy Ladurie, E. 1983. *Histoire du Climat depuis l'an mil*. Flammarion, Paris.

Leroy Ladurie, E. 2004. *Histoire humaine et comparée du climat. Canicules et glaciers : XIIIe- XVIIIe siècles*. Paris Fayard.

Letreguilly, A., and L. Reynaud, Space and time distribution of glacier mass balance in the northern hemisphere, *Arct. Alp. Res.*, 22, 43-50, 1990.

Leysinger Vieli, G.J.M.C. and G.H. Gudmundsson. 2004. On estimating length fluctuations of glaciers caused by changes in climatic forcing. *J. Geophys. Res.*, 109 (F1), F01007, doi: 10.1029/2003JF000027.

Lliboutry, L., *Traité de Glaciologie*, 2, Masson, Paris, 1965.

Lliboutry, L. 1974. Multivariate statistical analysis of glacier annual balances *J. Glaciol.*, 13 (69), 371-392.

Lliboutry, L. And M. Echevin. 1975. Mesure des bilans annuels en zone d'accumulation. *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 100, 1974, 71-88.

Lliboutry, L., M. Briat, M. Creseveur, and M. Pourchet. 1976. 15 m deep temperatures in the glaciers of Mont Blanc (French Alps). *J. Glaciol.* 16 (74), 197-203.

Lliboutry, L., B. M. Arnao, A. Pautre and B. Schneider. 1977. Glaciocological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru, Historical failures of morainic dams, their causes and prevention. *J. of Glaciol.*, 18, 79, 239-290.

Lliboutry, L. 1981, A critical review of analytical approximate solutions for steady state velocities and temperatures in cold ice sheets, *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 15, 135-148.

Lliboutry L. and L. Reynaud. 1981. "Global dynamics" of a temperate valley glacier, Mer de Glace, and past velocities deduced from Forbes bands. *J. Glaciol.*, 27 (96), 207-226.

Lunardini, V.L., J.R. Zisson and Y.C.Yen. 1986. Experimental determination of heat transfer coefficients in water flowing over a horizontal ice sheet. CRREL Report. 86-3. US Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory.

Luterbacher, J., D. Dietrich, E. Xoplaki, M. Grosjean, and H. Wanner, European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500, *Science*, 303, 1499, 2004.

Lüthi, M., (1999) Flow modeling and rheological investigations of cold firn: a case study at Colle Gnifetti, Ph.D.Thesis, ETH Zürich, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie.

Lüthi, M. and M. Funk (2001), Modelling heat flow in a cold, high-altitude glacier: interpretation of measurements from Colle Gnifetti, Swiss Alps, *J. Glaciol.*, 47, 314-324.

Maisch, M., The long-term signal of climate change in the Swiss Alps: glacier retreat since the end of the Little Ice Age and future ice decay scenarios, *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 23, 139-151, 2000.

Malvern, L.E. (1969), *Introduction to the mechanics of continuous medium*, Englewood Cliffs, NJ, Prentice-Hall (Engineering of the Physical Sciences).

Mann, M.E., R.S. Bradley, and M.K. Hughes, Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries, *Nature*, 392, 779-787, 1998.

Mann, M.E., R.S. Bradley, and M.K. Hughes, Northern Hemisphere temperatures during the past millennium: inferences, uncertainties and limitations, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 759-762, 1999.

Mann, M., Z. Zhang, M.K. Hugues, R.S. Bradley, S.K. Miller, S. Rutherford and F. Ni. 2008. Proxy based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millenia. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol. 105, 36, 13252-13257, doi:10.1073/pnas.0805721105.

Martin, S., Wind regimes and heat exchange on glacier de Saint Sorlin, *J. Glaciol.*, 14, 91-105, 1975.

Martin, S., Analyse et reconstitution de la série des bilans annuels du Glacier de Sarennes, sa relation avec les fluctuations du niveau de trois glaciers du Massif du Mont-Blanc (Bossons, Argentière, Mer de Glace), *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 13(1-2), 127-153, 1977.

Masson-Delmotte, V., G. Raffalli-Delercé, P.A. Danis, P. Yiou, M. Stievenard, F. Guibard, O. Mestre, V. Bernard, H. Goosse, G. Hoffmann and J. Jouzel, Changes in European precipitation seasonality and in drought frequencies revealed by a four-century-long tree-ring isotopic record from Brittany, Western France, *Clim. Dyn.*, in press.

Maupetit, F. 1992. Chimie de la neige de très haute altitude dans les Alpes françaises (thèse de doctorat, Université Paris VII au Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, Grenoble).

Mayer, C. and T. Schuler. 2005. Breaching of an ice-dam at Qorlortossup tasia, South Greenland, *Ann. of Glaciol.*, 42, 297-302.

McAdams, W.H. 1951. Heat transmission. Second edition. London, McGraw-Hill.

Meier, M. F., Contribution of small glaciers to global sea-level, *Science*, 226 (4681), 1418-1421, 1984.

Mochalov, V.P. and B.S. Stepanov. 1986. Glacial floods and methods of their control. In *Data of Glaciological Studies*, 18, 216-219.

Moran, M. L., Greenfield, R. J., and Arcone, S. A. 2000. Delineation of a complexly dipping temperate glacier bed using short-pulse radar arrays. *J. Glaciol.*, 46, 274–286.

Mortara, G. and L. Mercalli. 2002. Il lago epiglaciale “Effimero” sul ghiacciaio del Belvedere, Macugnaga, Monte Rosa . *Nimbus*, 23-24, pp 10-17.

Mougin, P., Glacier de Tête Rousse. *Revue Le Génie Civil*, Tome XLVI, n°2, 1170, 12 novembre 1904.

Mougin, P. et C. Bernard, Etudes exécutées au glacier de Tête Rousse, *Annales de l'Observatoire du Mont-Blanc*. Joseph Vallot, Tome VI, 1905.

Mougin, P., *Etudes Glaciologiques tome III*, Imprimerie Nationale, Paris, 1912.

Mougin, P. et C. Bernard. Etude sur le glacier de Tête Rousse, *Etudes glaciologiques*, Imprimerie Nationale, Tome IV, 1922.

Mougin (P.), 1925. *Etudes glaciologiques*, Tome V, Ministère de l'Agriculture, Imprimerie Nationale, Paris.

Mougin (P.), 1933. *Etudes glaciologiques*, Tome VII, Ministère de l'Agriculture, Imprimerie Nationale, Paris.

Müller, H., and G. Kappenberger, Claridenfirn, Messungen 1914-1984, *Zürcher Geographische Schriften*, 40, 79S, 1991.

Müller-Lemans, V.H., M. Funk, M. Aellen, and G. Kappenberger, Langjährige massenbilanzreihen von gletschern in der Schweiz, *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 30, 141-160, 1994.

Murray, T., Gooch, D.L. and Stuart, G.W., 1997. Structures within the surge front at Bakaninbreen Svalbard, using ground-penetrating radar. *Ann. Glaciol.* 24, pp. 122–129.

- Nurkadirov, L.K., A.Y. Khagai and N.V. Popov. 1986. Artificial draining of an outburst-dangerous lake at the foot of a surging glacier. In *Data of Glaciological Studies*, 18, 220-221.
- Nye, J.F. 1965. The flow of a glacier in a channel of rectangular, elliptic or parabolic cross section. *J. Glaciol.*, 5, 661-690.
- Nye, J.F., A numerical method of inferring the budget history of a glacier from its advance and retreat, *J. Glaciol.*, 5, 589-607, 1965.
- Nye, J.F. 1976. Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels and veins. *J. Glaciol.*, 17 (76), 181-207.
- Oerlemans (J.), 1986. Glaciers as indicators of a carbon dioxide warming, *Nature*, 320, 607-609.
- Oerlemans, J. and J. P. F. Fortuin, Sensitivity of glaciers and small ice caps to greenhouse warming, *Science*, 258, 115-117, 1992.
- Oerlemans, J., A model for the surface balance of ice masses. Part 1. Alpine glaciers. *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 27-28, 63-83, 1993.
- Oerlemans, J., B. Anderson, A. Hubbard, P. Huybrechts, T. Johannesson, W.H. Knap, M. Schmeits, A.P. Stroeven, R.S.W. van de Wal, J. Wallinga and Z. Zuo, Modelling the response of glaciers to climate warming, *Climate dynamics*, 14, 267-274, 1998.
- Oerlemans, J., Analysis of a 3 year meteorological record from the ablation zone of Morteratschgletscher, Switzerland: energy and mass balance, *J. Glaciol.*, 46 , 571-579, 2000.
- Oerlemans, J., *Glaciers and Climate change*, Balkema Publishers, Lisse, 2001.
- Oerlemans, J. 2007. Estimating response times of Vadret da Morteratsch, Vadret da Palü, Brikdalsbreen and Nigardsbreen from their length records. *J. Glaciol.*, 53 (182), 357-362.
- Ohmura, A. P. Kasser and M. Funk, Climate at the equilibrium line of glaciers, *J. Glaciol.*, 38 , 397-411, 1992
- Ohmura, A. 2001. Physical basis for the temperature based melt-index method. *Journal of Applied Meteorology*, 40, 753-761.
- Ohmura, A. 2004. Cryosphere During the Twentieth Century. *The State of the Planet: Frontiers and Challenges in Geophysics*, Geophysical Monograph 150, IUGG, Vol.19.
- Ohmura, A., A. Bauder, H. Müller and G. Kappenberger. 2007. Long term change of mass balance and the role of radiation. *Ann. Glaciol.*, 46, 367-374.
- Oke, T.R., *Boundary Layer Climates*, 2nd ed., 435p., Routledge, New York, 1987.
- Paterson, W. S. B. 1994. *The Physics of Glaciers*, 3rd ed. , Elsevier Sci., New York.
- Paul, F. 2003. The new swiss glacier inventory 2000-Application of remote sensing and GIS. PhD Thesis. Department of Geography, University of Zürich.
- Paul, F., A. Kaab, M. Maisch, T. Kellenberger and W. Haeberli. 2004. Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. *Geophys. Res. Letters*, 31, L21402, doi :10.1029/2004GL020816.
- Plüss, C. and R. Mazzoni, The role of turbulent heat fluxes in the energy balance of high alpine snow cover, *Nordic Hydrology*, 25, 25-38, 1994.

Preunkert, S., Wagenbach, D., Legrand, M., and C. Vincent (2000), Col du Dôme (Mt Blanc Massif, French Alps) suitability for ice core studies in relation with past atmospheric chemistry over Europe, *Tellus*, 52B, 993-1012.

Preunkert, S., Legrand, M., and D. Wagenbach (2001) Sulfate Trends in a Col du Dôme (French Alps) Ice Core: A record of anthropogenic sulfate levels in the European mid-troposphere over the 20th Century, *J. Geophys. Res.*, 106, 31991-32004.

Rabatel, A., J.P. Dedieu and C. Vincent. 2005. Can Remote Sensing data contribute for Equilibrium Line Altitude and Mass Balance time series measurements? Validation on three French glaciers; 1994-2002. *J. of Glaciology*. 51 (175), 539-546.

Ract-Madoux, M. et M. Reynaud. L'exploration des glaciers en profondeur. Travaux de la Mer de Glace, Société Hydrotechnique de France, 1950.

Raymond, C.F. and M. Nolan. 2000. Drainage of a glacial lake through an ice spillway. Proceedings of a workshop held at Seattle, Washington, USA, September 2000, IAHS, 264.

Reynaud, M. 1959. Prospection au glacier d'Argentière. Société Hydrotechnique de France. Section Glaciologie.

.Reynaud, L., Etude de la dynamique des séracs du Géant (Massif du Mont-Blanc), Thèse de 3^{ème} cycle, Université Scientifique et Médicale, Grenoble, 1973.

Reynaud, L., European Glaciological data and their relation with the climate, *New Perspectives in Climate Modelling*, Elsevier Science Publishers B.V., edited by A.L Berger, C. Nicolis, Amsterdam, 47-60, 1984.

Reynaud, L., M. Vallon, and A. Letreguilly, Mass-balance measurements: problems and two new methods of determining variations, *Journal of Glaciology*, 32 (112), 1986

Reynaud (L.), Vallon (M.) et Carle (c.) , 1983 . Analyse et synthèse des mesures glaciologiques sur le glacier de Gébroulaz, Massif de la Vanoise, France, Travaux scientifiques du Parc de la Vanoise, t. XIII : 9-29.

Reynaud (L.), Vallon (M.) et Letreguilly (a.), 1987. Mass balance measurements : problems and two new methods of determining variations. *Journal of Glaciology*, vol. 32, n°112, p. 446-454.

Reynaud (L.), 1988. Gébroulaz: un glacier de Vanoise, Laboratoire de Glaciologie, Parc de la Vanoise, 20 p.

Reynaud (L.) , Vincent (c.) et Vallon (m.), 1997 . Mesures récentes effectuées sur le glacier de Gébroulaz depuis 1978, par le Laboratoire de Glaciologie du CNRS, concernant les variations d'altitude, de vitesse, de bilans de masse et la mise en place d'un réseau de repères topographiques pour l'utilisation de la photogrammétrie aérienne. Travaux scientifiques du Parc de la Vanoise, t. XX, 83-109.

Reynaud, L. La rupture de la poche d'eau du glacier de Tête Rousse, en 1892 et 1859. *Revue Nature et Patrimoine en Pays de Savoie*, n°3, 2001.

Ritz, C. (1987), Time dependent boundary conditions for calculation of temperature fields in ice sheets. *International Association of Hydrological Sciences Publication 170* (Symposium at Vancouver 1987 - The Physical basis of Ice Sheet Modelling), 207-216.

Ritz, C. (1989), Interpretation of the temperature profile measured at Vostok, East Antarctica. *Ann. Glaciol.*, 12, 138-144

Roberts, M. J. 2005. Jökulhlaups: a reassessment of floodwater flow through glaciers. *Rev. Geophys.*, 43, RG1002, doi:10.1029/2003RG000147

Salamatin, A. N., V. Y. Lipenkov, N. I. Barkov, J. Jouzel, J. R. Petit, D. Raynaud (1998), Ice core age dating and paleothermometer calibration based on isotope and temperature profiles from deep boreholes at Vostok Station (East Antarctica), *J. Geophys. Res.*, 103(D8), 8963-8978, 10.1029/97JD02253.

Rossow, W.B. and R.A. Shiffer, Advances in understanding clouds from ISCCP, *Bull. Am. Met. Soc.*, 80, 2261-2287, 1999.

Schäfer, M. Modélisation de l'écoulement des glaciers tempérés. Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier, 2007.

Schäfer M. and E. Le Meur. 2007. Improvement of a 2D SIA ice-flow model : application to glacier de Saint Sorlin. *J. of Glaciol.* 53, 183, 713-722.

Shindell, D.T., G.A. Schmidt, M.E. Mann, D. Rind, and A. Waple, Solar forcing of regional climate change during the Maunder minimum, *Science*, 294, 2149-2152, 2001.

Schmeits, M. J., and J. Oerlemans, Simulation of the historical variation in length of the Unterer Grindelwaldgletscher, Switzerland, J. Glaciol., 43, 152-164, 1997.

Sicart, J.E., R. Hock and D. Six. 2008. Glacier melt, air temperature and energy balance in different climates: the Bolivian Tropics, the French Alps and Northern Sweden. *J. of Geophys. Res.*, 113, D24113, doi:10.1029/2008JD010406.

Six, D. Analyse statistique des distributions spatiales et temporelles des séries des bilans de masse des glaciers et des calottes polaires de l'hémisphère Nord, Thèse de l'Université Joseph Fourier Grenoble 1, 2000.

Six, D., P. Wagnon, J.E. Sicart and C. Vincent. 2009. Meteorological controls on snow and ice ablation for two very contrasted weather patterns on Saint-Sorlin Glacier (France). *Annals of Glaciology*, 50, 66-72.

Soruco, A., C. Vincent, B. Francou, P. Ribstein, T. Berger, J.E. Sicart, P. Wagnon, Y. Arnaud, V. Favier and Y. Lejeune. 2009. Mass balance of Zongo glacier, Bolivia, between 1956 and 2006 using glaciological, hydrological and geodetic methods. *Annals of Glaciology*, 50, 1-8, 2009.

Soruco, A., C. Vincent, B. Francou, and J. F. Gonzalez (2009), Glacier decline between 1963 and 2006 in the Cordillera Real, Bolivia, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L03502, doi:10.1029/2008GL036238.

Span (N.), Kuhn (M.) and Schneider (H.), 1997. 100 year of ice dynamics of Hintereisferner, central Alps, Austria, 1894-1994, *Ann. Glaciology*, 24, 297-302.

Span, N. and M. Kuhn. 2003. Simulating annual glacier flow with a linear reservoir model, J. Geophys. Res., 108 (D10), 4313, doi:10.1029/2002JD002828.

Spring, U. And K. Hutter. 1981. Numerical studies of Jökulhlaups. *Cold Region Science and Technology*, 4, 221-244.

Stolt, R. H. 1978. Migration by Fourier transform. *Geophysics*, 43, no. 1, 23-48.

Sturm, M. and C. S. Benson. A history of jökulhlaups from Strandline Lake, Alaska, U.S.A., J. Glaciol., 31, 272-280, 1985.

Sugiyama, S., A. Bauder, M. Huss, P. Riesen and M. Funk. 2008. Triggering and drainage mechanisms of the 2004 glacier-dammed lake outburst in Gornergletscher, Switzerland. J. of Geophys. Res, 113, F04019, doi:10.1029/2007/JF000920.

Süsstrunk, A., Sondage du glacier par la méthode sismique, La Houille Blanche, A, 309-319, 1951.

Suter, S., 1993. Dépouillement des sondages radar au Col du Dôme, Massif du Mont Blanc, du 1^{er} juin au 5 juin 1993. Travail de stage pratique, sous la responsabilité de M. Funk et de W. Haeberli. Rapport non publié du VAW et de l'EPFZ de Zurich.

Suter, S. (2002), Cold firn and ice in the Monte Rosa and Mont Blanc areas: spatial occurrence, surface energy balance and climate evidence, Ph.D.Thesis, ETH Zürich, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie.

Suter, S. , M. Laternser, W. Haeberli, M. Hoelzle and R. Frauenfelder (2001), Cold firn and ice of high-altitude glaciers in the Alps: Measurements and distribution modeling, J. Glaciol., 47, 85-96.

Thibert E., R. Blanc, C. Vincent, N. Eckert. Glaciological and volumetric mass balance measurements: error analysis over 51 years for Glacier de Sarennes, French Alps. (2008). Journal of Glaciology, 54 (186), 522-532.

Torinesi, O., A. Letreguilly, and F. Valla, Century reconstruction of the mass balance of glacier de Sarennes (French Alps), J. Glaciol., 48, 142-148, 2002.

Tournier, P. 1971. Caractères du lac du glacier d'Arsine. (Ph.D. University of Grenoble)

Valla, F. and C. Piedallu, Volumetric variations of the Glacier de Sarennes, French Alps, during the last two centuries, Ann. Glaciol., 24, 361-366, 1997.

Vallon, M. and J.C. Leiva. 1982. Bilans de masse et fluctuations récentes du Glacier de Saint Sorlin (Alpes Françaises). Z. Gletscherkd. Glazialgeol., 17(2), 1981, 143-167.

Vallon, M. 1988. Sur la formation de la glace dans le tunnel du funiculaire du glacier du Mont de Lans. Rapport à la société d'exploitation du domaine skiable des Deux Alpes. Décembre 1988.

Vallon, M. 1989. Evolution, water balance, potential hazards and control of a pro-glacial lake in the French Alps. Annals of Glaciology, 13, 273-278.

Vallon, M., C. Vincent and L. Reynaud. 1998. Altitudinal gradient of mass-balance sensitivity to climatic change from 18 years of observations on glacier d'Argentière, France. J. of Glaciology, Vol. 44, 146, 1998.

Vallon, M., Epaisseur du glacier du Tacul (Massif du Mont-Blanc), Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 252 (12), 1815-1817, 1961.

Vallon, M. Contribution à l'étude de la Mer de Glace. Thèse de doctorat, Faculté des Sciences de Grenoble, 1967.

Vallon, M. 2004. Avenir du lac de Rochemelon, rapport remis au service du RTM de Chambéry et à la prefecture de Savoie

Vallon, M., C. Vincent et E. Le Meur. 2004. Résultats de la campagne de sismique réflexion réalisée sur le glacier de Rochemelon (Savoie) les 5 et 6 octobre 2004. Rapport remis au service du RTM de Chambéry

Vallot, J., A. Delebecque et L. Duparc. Sur la catastrophe de Saint Gervais. Archives des Sciences physiques et naturelles, Troisième période, T.XXVIII, 1892.

Vallot, J. Compte-rendu analytique de la catastrophe de Saint Gervais, Conseil Général de la Haute Savoie, Séance du 2 avril 1894.

Vallot, J. (1913), Valeur et variations de la température profonde du glacier au Mont Blanc. Compte rendu Hebd. Séances de l'Académie des Sciences (Paris), 156 (20), 1575-1578.

Vallot, H., J. Vallot and C. Vallot (1948), Cartes du Massif du Mont Blanc à l'échelle du 1:20 000. Edition Girard, Barrère et Thomas.

Van der Veen, C. J. Fracture mechanics approach to penetration of bottom crevasses on glaciers, Cold Reg. Sci. Technol., 27, 213-223, 1998.

Vincent C, 1995 38 ans de bilans de masse (1956-1994) sur 2 glaciers du Massif des Grandes Rousses. Nimbus, n° 8, pp 15-18.

Vincent, C., M. Vallon, J.F. Pinglot, M. Funk and L. Reynaud. 1997. Snow accumulation and ice flow at Dôme du Goûter (4300 m), Mont Blanc, French Alps. J. Glaciol.43 (145), 513-521.

Vincent, C. and M. Vallon , 1997. Meteorological controls on glacier mass balance: empirical relations suggested by measurements on glacier de Sarennes, France. J. of Glaciology, Vol. 43, 143, 131-137

Vincent C., M.Vallon, L. Reynaud, E. Le Meur.2000. Dynamic behaviour analysis of glacier de Saint Sorlin, France, from 40 years of observations, 1957-1997. J. of Glaciology, Vol 46, 154, 499-506.

Vincent, C., Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances, Journal of Geophysical Research, 107(D19), 4375, doi:10.1029/2001JD000832, 2002.

Vincent C., E. Le Meur et R. Blanc. 2003.Chute de séracs du glacier de Tacconnaz. Rapport destiné au SIVOM de la Haute Vallée de l'Arve (74) sur les travaux glaciologiques exécutés par le LGGE.

Vincent, C., G. Kappenberger, F. Valla, A. Bauder, M. Funk and E. Le Meur. 2004. Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th century. J.Geophys.Res., Vol. 109, No. D10, D10104. 10.1029/2003JD003857

Vincent, C. 2004. Observations glaciologiques réalisées au Dôme du Goûter entre 1993 et 2004. Rapport interne du LGGE.

Vincent, C. et E. Le Meur. 2004. Glacier et lac de Rochemelon 2004, rapport sur les travaux exécutés par le LGGE le 31 août 2004. Rapport remis au service du RTM de Chambéry et à la prefecture de Savoie

Vincent C., M. Vallon et E. Le Meur. 2004. Glacier et lac de Rochemelon. Octobre 2004. Rapport effectué sur les travaux exécutés par le LGGE les 5 et 6 octobre 2004. Rapport rendu au service du RTM de Savoie.

Vincent, C., E. Le Meur, D. Six, M. Funk. Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps. Geophys. Res. Lett., 32, LXXXXX, doi:10.1029/2005GL022552, 13 May 2005

Vincent, C et R. Blanc. Evolution du glacier de Gébroulaz (Vanoise) au cours des 100 dernières années. Travaux scientifiques du Parc de la Vanoise, Tome 23, 2006.

Vincent , C. The climate change impact on alpine glaciers over the last 100 years. La Houille Blanche, 6, 78-82, 2007.

Vincent, C., E. Le Meur, D. Six, M. Funk, M. Hoelzle and S. Preunkert. Very high-elevation Mont Blanc glaciated areas not affected by the 20th Century climate change. J. Geophysical Research., Vol. 112, No. D9, D09120, 10.1029/2006JD007407, 15 May 2007.

Vincent C. , E. Le Meur , D. Six , P. Possenti, E. Lefebvre and M. Funk . Climate warming revealed by englacial temperatures at Col du Dôme (4250 m, Mont Blanc area). 2007. Geophys. Res. Lett., 34, L16502, doi:10.1029/2007GL029933

Vincent C., S. Garambois, E. Le Meur, E. Thibert et E. Lefebvre. Contribution à l'étude du glacier de Tête Rousse à partir de la campagne d'observations de 2007. Rapport effectué pour le service du RTM de Haute Savoie. 2008.

Vincent, C, E. Le Meur, M. Schaefer et D. Six. 2008. Etude des fluctuations de la langue de la Mer de Glace. Fluctuations passées et simulations pour les 20 prochaines années. Rapport d'étude pour EDF - Branche Energies - Le Bourget du Lac.

Vincent C., S. Garambois, E. Thibert, E. Lefebvre and E. Le Meur. Origin of the outburstflood from Tete Rousse glacier in 1892 (Mont-Blanc area, France), soumis au Journal of Gaciology en Sept 2009.

Wagnon, P., P. Ribstein, B. Francou and B. Pouyaud, Annual cycle of energy balance of Zongo glacier, Cordillera Real, Bolivia, J. Geophys. Res., 104, 3907-3923, 1999.

Wal, R. S. W. van de, J. Oerlemans and J. C. Van der Hage, A study of ablation variations on the tongue of Hintereisferner, Austrian Alps, J. Glaciol., 38 (130), 319-324, 1992.

Walder, J.S. and J.E. Costa. 1996. Outburst floods from glacier-dammed lakes: the effect of mode of lake drainage on flood magnitude. Earth Surface Processes and Landforms, 21(8),701-723.

Wallinga, J. and R. S.W. van de Wal. 1998. Sensitivity of Rhonegletscher, Switzerland, to climate change: experiments with one-dimensional flowline model. J. Glaciol., 44 (147), 383-393.

Watts, R. D., and England, A. W. 1976. Radio-echo sounding of temperate glaciers: Ice properties and sounder design criteria. J. Glaciol., 17, 39-48.

Weertman, J., 1964, The theory of glacier sliding, Journal of Glaciology, 5(39), 287-303.

Wild, M., H. Gilgen, A. Roesch, A. Ohmura, C.N. Long, E. G. Dutton, B. Forgan, A. Kallis, V. Russak, A. Tsvetkov. 2005. From Dimming to Brightening: Decadal Changes in Solar Radiation at Earth's Surface. Science, 308, 847, doi:10.1126/science.1103215.

Wild, M., B. Trussel, C. N. Long, G. König-Langlo, E. G. Dutton and A. Tsvetkov. Global dimming and brightening: An update beyond 2000. J. Geophys. Res., 114, D00D13, doi:10.1029/2008/JD011382, 2009.

Zumbühl, H.J., B. Messerli and C. Pfister, Die kleine Eiszeit: Gletschergeschichte in Spiegel der Kunst, Bern, Schweizerisches Alpines Museum, Luzern, Gletschergarten Museum, 1983.

Zuo, Z. and J. Oerlemans, Contribution of glacier melt to sea-level rise since AD 1865: a regionally differentiated calculation, *Climate Dyn.*, 13, 835-845, 1997.